

*Глеб Всеволодович Добровольский*

*Посвящается 95-летию  
академика  
Глеба Всеволодовича  
ДОБРОВОЛЬСКОГО*

**Г.В. Добровольский,  
Л.О. Карпачевский,  
Е.А. Криксунов**

## **ГЕОСФЕРЫ И ПЕДОСФЕРА**

Москва  
ГЕОС  
2010

УДК 631.4  
ББК 26.323

**Рецензенты:**

член-корреспондент РАН, профессор *С.А. Шоба*  
профессор *А.С. Владыченский*

**Г.В.Добровольский, Л.О.Карпачевский, Е.А. Криксунов.**  
Геосферы и педосфера. – М.: ГЕОС, 2010. – 190 с. + вкл.

ISBN 978-5-89118-507-4

Сферическое строение нашей планеты позволяет выделить такие геосферы, как литосфера, педосфера, биосфера, гидросфера, атмосфера, ионосфера, магнитосфера. Литосфера возникла 4 млрд лет назад, когда появилась базальтовая оболочка с островами гнейсов. Рыхлые отложения (осадочные породы) появились 3,8 млрд лет назад (следы их обнаружены в Гренландии). Приблизительно в то же время, 3,5 млрд лет назад, вокруг Земли сформировалось магнитное поле. Этим же временем датируется биосфера, первые следы которой обнаружены в Южной Африке и Гренландии. Все они взаимодействуют, взаимовлияют и создают те экологические условия, которые определяют существование биосферы. Нам неизвестна роль каждой геосферы в формировании биосферы, особенно ее первых стадий. Больше известно о современных функциях той или иной геосферы. Именно поэтому возникла идея обобщить наши данные о геосферах, поставив во главу угла биосферу, как самую специфическую оболочку планеты и педосферу, базис, основание биогеосферы (части биосферы, занимающей сушу).

Книга предназначена для почвоведов, биологов, биогеоценологов, географов.

ISBN 978-5-89118-507-4

© Авторы, 2010  
© Факультет почвоведения  
МГУ им. М.В. Ломоносова, 2010  
© ГЕОС, 2010

---

---

## Оглавление

---

---

Предисловие .....	6
Введение .....	8
<b>Глава 1. Атмосфера .....</b>	<b>10</b>
1.1. Общие особенности атмосферы .....	10
1.2. Слои атмосферы .....	11
1.3. Химический состав атмосферы .....	20
1.4. Физические свойства атмосферы .....	21
1.5. Физиологические и другие свойства атмосферы .....	22
1.6. Краткая характеристика основных компонентов атмосферы .....	23
1.7. Загрязнение атмосферы .....	24
<b>Глава 2. Литосфера .....</b>	<b>27</b>
2.1. Особенности геохимии литосферы .....	28
2.2. Выветривание горных пород .....	32
2.3. Литосфера, человек и почва .....	35
2.4. Классификация горных пород .....	37
2.5. Горные породы и почвообразование .....	41
2.6. Схема преобразования породы в почву .....	43
2.7. Органическое вещество литосферы .....	45
<b>Глава 3. Магнитосфера Земли .....</b>	<b>47</b>
3.1. Магнитное поле планеты .....	47
3.2. Магнитные свойства литосферы .....	48
3.3. Влияние магнитного поля на магнитные минералы .....	50
3.4. Изменение магнитного поля Земли во времени .....	53
3.5. Гипотезы возникновения магнитного поля Земли .....	56
3.6. Флуктуации магнитных полей .....	57
3.7. Магнитосфера и другие геосферы .....	58
3.8. Магнитная история Земли .....	60



3.9. Магнитное поле, человек и космос .....	62
3.10. Магнитосфера, биосфера и атмосфера .....	67
<b>Глава 4. Биосфера .....</b>	<b>70</b>
4.1. Границы биосферы .....	70
4.2. Биомасса биосферы .....	71
4.3. Биогеохимические циклы в биосфере .....	73
4.4. Энергия в биосфере .....	75
4.5. Биосфера и человек .....	76
4.6. Биогеосфера .....	78
4.7. Биосфера и экосистемы .....	79
4.8. Биосфера и антропосфера .....	82
4.9. Биосфера и суть жизни .....	83
4.10. Теория возникновения жизни .....	85
4.11. теория биохимической эволюции .....	88
4.12. Гипотеза «РНК-Мира» .....	89
4.13. Эволюция жизни .....	99
<b>Глава 5. Гидросфера .....</b>	<b>104</b>
5.1. Гидросфера как область жизни и эволюции гидробионтов. Взаимовлияние водной среды и организмов .....	105
5.2. Гидросфера как фактор формирования и воздействия на атмосферу .....	108
5.3. Гидросфера как фактор формирования поверхности литосферы .....	109
5.4. Гидросфера как фактор формирования, регуляции и стабилизации глобального энергетического баланса .....	110
5.5. Функции гидросферы – как связующего и интегрирующего фактора .....	111
5.6. Антропогенное воздействие на гидросферу .....	113
5.7. Выводы. Глобальная функция гидросферы – универсальный фактор регуляции и стабилизации в биосфере .....	117
<b>Глава 6. Педосфера .....</b>	<b>118</b>
6.1. Развитие понятия педосферы .....	118
6.2. Географическое разнообразие педосферы .....	120
6.3. Экологические функции почвы .....	121
6.4. Почвенный покров и человек .....	132
6.5. История развития педосферы .....	136
6.6. Формирование почвенного покрова .....	142
6.7. Педосфера и литосфера .....	147
<i>Валовой состав почв</i> .....	148

<i>Валовой состав ила</i> .....	149
<i>Валовой состав почв и ила ряд почв</i> .....	155
<i>Валовой состав почв и биота</i> .....	156
6.8. Педосфера и гидросфера.....	157
6.9. Педосфера и атмосфера.....	163
<i>Содержание в почве CO<sub>2</sub></i> .....	164
<i>Выделение CO<sub>2</sub> из почвы</i> .....	166
<i>CO<sub>2</sub> в геологической истории Земли</i> <i>и в современных условиях</i> .....	170
<i>Другие газы в системе почва-атмосфера</i> .....	171
<i>Влияние атмосферы на почву</i> .....	174
Заключение.....	176
Литература.....	179

---

---

## Предисловие

---

---

Предлагаемая читателям книга приурочена к знаменательному и важному событию – 95-летию Глеба Всеволодовича Добровольского, академика РАН, заслуженного профессора Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова. Г.В. Добровольский широко известен как крупный ученый, прекрасный организатор, обаятельный человек. Вся его жизнь связана с МГУ, где он был студентом, аспирантом, сотрудником, доцентом, профессором. Университетский стаж прерывала лишь война, когда Г.В. Добровольский был призван в армию. В МГУ он последовательно руководил Научно-исследовательским Биолого-почвенным институтом, кафедрой географии почв, был деканом Биолого-почвенного факультета и первым деканом Факультета почвоведения. Сейчас он возглавляет созданный по его инициативе Институт экологического почвоведения при Московском университете. За это время Г.В. Добровольский проделал громадный путь в науке. Ему принадлежит теория почвообразования в поймах рек, почвенно-географическое районирование территории СССР, развитие метода микроморфологии почв, учение об экологических функциях почв, организации почвенно-биологических исследований в заповедниках и многие другие достижения научной мысли. Он участвовал в разработке классификации почв России, создании почвенных карт СССР и мира, за что был удостоен Государственной премии, в разработке принципов функционально-экологических почвенных исследований. Результаты этой разработки также были удостоены Государственной премии. Г.В. Добровольский – автор университетских учебников «География почв», «Экология почв», «Лекции по истории и методологии почвоведения». Президиум Академии наук наградил Г.В. Добровольского за цикл работ «Генезис, география и охрана почв» Золотой медалью имени В.В. Докучаева, а Московский университет за научные исследования и педагогическую деятельность – двумя премиями имени М.В. Ломоносова.

Особое место занимает в научном творчестве Г.В. Добровольского книга «Геосферы и педосфера». Она была задумана Глебом Всеволодовичем как межфакультетская тема, объединяющая исследования нескольких факультетов в изучении экологических функций разных геосфер нашей планеты.

В результате совместной работы полученные материалы были обсуждены и обобщены. По этой теме изданы на Физическом, Геологическом, Географическом факультетах и вошли в научный фонд Университета монографии по отдельным геосферам. В новой же книге Г.В. Добровольский и его соавторы обобщают те материалы, в которых обсуждается непосредственная связь педосферы с остальными геосферами и ее функционирование. Книга написана для географов, биологов, почвоведов. В ней даны характеристики основных геосфер и основное внимание уделено биосфере и педосфере. Ведущая роль Г.В. Добровольского в создании этой книги, его настойчивость в «подталкивании» соавторов к свершению задуманного вызывают у них чувство глубокого уважения и благодарности. Именно по этой причине при поддержке Ученого совета факультета почвоведения они решили посвятить книгу знаменательной дате – 95-летию Г.В. Добровольского.

Декан Факультета почвоведения  
член-корреспондент РАН  
*С.А. Шоба*

---

---

## Введение

---

---

Сферическое строение нашей планеты – хорошо и давно известный факт. Различные геосферы чередуются около ядра планеты. Часть геосфер включают в себя другие геосферы, пересекаются в пространстве и во времени, но сохраняют определенную самостоятельность в своем образовании и функционировании.

Можно выделить такие геосферы, как литосфера, педосфера, биосфера, гидросфера, атмосфера, ионосфера, магнитосфера. Литосфера возникла 4 млрд лет назад, когда появилась базальтовая оболочка с островами гнейсов. Рыхлые отложения (осадочные породы) появились 3,8 млрд лет назад (следы их обнаружены в Гренландии). Приблизительно в то же время, 3,5 млрд лет назад, вокруг Земли сформировалось магнитное поле. Этим же временем датируется биосфера, первые следы которой обнаружены в Южной Африке и Гренландии. Все они взаимодействуют, взаимовлияют и создают те экологические условия, которые определяют существование биосферы. Тейяр де Шарден [1987] вообще считает, что «кроме первых набросков металлической биосферы, силикатной литосферы, гидросферы и атмосферы на нашей первозданной планете намечаются очертания особой оболочки, можно сказать, в противовес первым четырем. Это – умеренная зона полимеризации, где уже плавают, освещаемые солнечными лучами вода, аммиак, углекислота. Пренебречь этой тончайшей пленкой значило бы лишить молодую планету ее главного украшения» – жизни. Эта оболочка включала первоначальную педоподобную сферу, будущую основу биогеосферы. Можно с весьма весомыми основаниями предположить, что сферическое строение свойственно всем планетам. Но судя по сегодняшнему состоянию наших знаний, нам известна только одна планета, которая обладает биосферой, это – наша Земля. Нам неизвестна роль каждой геосферы в формировании биосферы, особенно ее первых стадий. Больше известно о современных функциях той или иной геосферы. Именно поэтому возникла идея обобщить наши данные о геосферах, поставив во главу угла биосферу как самую специфическую оболочку планеты и педосферу, базис, основание биогеосферы (части биосферы, занимающей сушу). Педосфера – это, по словам А.С. Владыченского, планетарный узел геосфер.

Автор идеи этой книги – академик РАН Г.В. Добровольский опирается на уже известные глобальные функции биосферы, сформулированные еще В.И. Вернадским, на планетарный масштаб работы, проводимой биосферой. Но ученые, занимающиеся непосредственно биосферой, в меньшей степени анализируют роль других геосфер в развитии и функционировании биосферы. Именно эта задача поставлена в центре нашей книги, в подготовке которой в том или ином качестве участвовали самые разные специалисты. В ней отражена история литосферы, атмосферы, педосферы, магнитосферы, обсуждено экологическое значение этих геосфер. Фактически это – первая попытка рассмотреть историю и функционирование планеты на уровне взаимодействия геосфер. В наш век синтез наук, их взаимопроникновение и взаимообогащение происходят постоянно, это знамение времени.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова представляет собой то учреждение, где специалисты самых разных наук работают вместе, помогая друг другу в решении частных и общих научных вопросов. Комплексные исследования давно стали правилом в научной работе МГУ. Представляемая читателю книга – итог совместной работы представителей разных факультетов МГУ по межфакультетской теме «Геосферы». В этих исследованиях приняли участие представители Биологического, Географического, Геологического, Физического, Химического факультетов. Часть материалов совместной работы была опубликована соответствующими специалистами в виде монографий (В.Т. Трофимов, Р.К. Клиге, Л.Н. Рыкунов, В.И. Трухин). Свой вклад вносит также факультет почвоведения.

Предлагаемый труд представляет собой монографию, где впервые сферическое строение нашей планеты оценено с самых разных точек зрения и где уделено большое внимание педосфере, почвенной оболочке суши как планетарному образованию. Оценивается роль биосферы и педосферы в общей структуре геосферной организации планеты. Обсуждается влияние педосферы на другие геосферы планеты. Следует остановиться на проникновении геосфер «друг в друга». Так, биосфера охватывает гидросферу, литосферу, атмосферу. Педосфера – компонент биосферы, часто временно замещает гидросферу, преобразует литосферу (педолиз). Кроме того, существует погребенная биосфера, некогда занимавшая поверхность планеты, но потом погребенная геологическими процессам (ископаемые угли, сланцы, известняки). Палеобиосферы в монографии не обсуждаются, поскольку это особая и очень важная тема.

Биосфера подразделяется на два разных типа: биогидросфера и биогеосфера, что было учтено при написании соответствующих глав. В книге широко использовали материалы Википедии.

Авторы приносят благодарность сотрудникам, участвовавшим в нашей совместной работе.

---

---

# Глава 1. АТМОСФЕРА

---

---

Атмосфера (от др.-греч. *atmos* – пар и *sphaira* – шар) – газовая оболочка (геосфера), окружающая планету Земля. Она контактирует с гидросферой, биосферой, педосферой, частично литосферой и проникает в эти геосферы, изменяя свой состав. Верхняя граница с космическим пространством проходит на расстоянии 3000 км от Земли. Масса современной атмосферы составляет около миллионной части массы Земли. Плотность и давление атмосферы резко уменьшаются с высотой, а температура изменяется неравномерно и сложно. Изменение температуры в границах атмосферы на разных высотах определяется неодинаковым поглощением солнечной энергии газами, влиянием на атмосферу солнечной активности и магнитных бурь. Наиболее интенсивные тепловые процессы происходят в тропосфере, причем атмосфера нагревается снизу, от поверхности океана и суши.

## 1.1. Общие особенности атмосферы

Атмосфера – главное экологическое условие существования жизни. Она – источник кислорода для всех форм жизни на Земле, защищает все живые организмы планеты от губительного влияния космических излучений и ударов метеоритов, регулирует сезонные температурные колебания, уравнивает и выравнивает суточные. Если бы атмосферы не существовало, то амплитуда колебания суточной температуры на Земле достигла бы 200 °С. Атмосфера – не только «буфер» между космосом и поверхностью нашей планеты, она – носитель тепла и влаги, она определяет фотосинтез, через нее проходит поток энергии. Фотосинтез – главный процесс биосферы, определяющий ее существование. Атмосфера влияет на характер и динамику всех экзогенных процессов, которые происходят в литосфере (физическое и химическое выветривание, деятельность ветра, природных вод, мерзлоты, ледников).

Развитие гидросферы также в значительной мере зависит от атмосферы из-за того, что водный баланс и режим поверхностных и подземных

бассейнов и акваторий формируется под влиянием режима осадков и испарения. Процессы гидросферы и атмосферы тесно связаны между собой. Растворенный в воде кислород используется водной биотой, а его содержание в воде определяется состоянием атмосферы.

Для биосферы важно, что в составе атмосферы есть водяной пар, количество которого сильно варьирует во времени и пространстве. Он сосредоточен преимущественно в тропосфере и определяет осадки, главный источник воды для биоты суши. Важный изменчивый компонент атмосферы – углекислый газ, колебания в содержании которого связаны с жизнедеятельностью растений, его растворимостью в морской воде и деятельностью человека (промышленные и транспортные выбросы, сработка почвенного гумуса при вспашке и других почвенных работах). В последнее время все большую роль в атмосфере играют аэрозольные пылеватые частицы – продукты человеческой деятельности, которые можно обнаружить не только в тропосфере, но и на больших высотах (правда, в очень небольших количествах).

## 1.2. Слои атмосферы

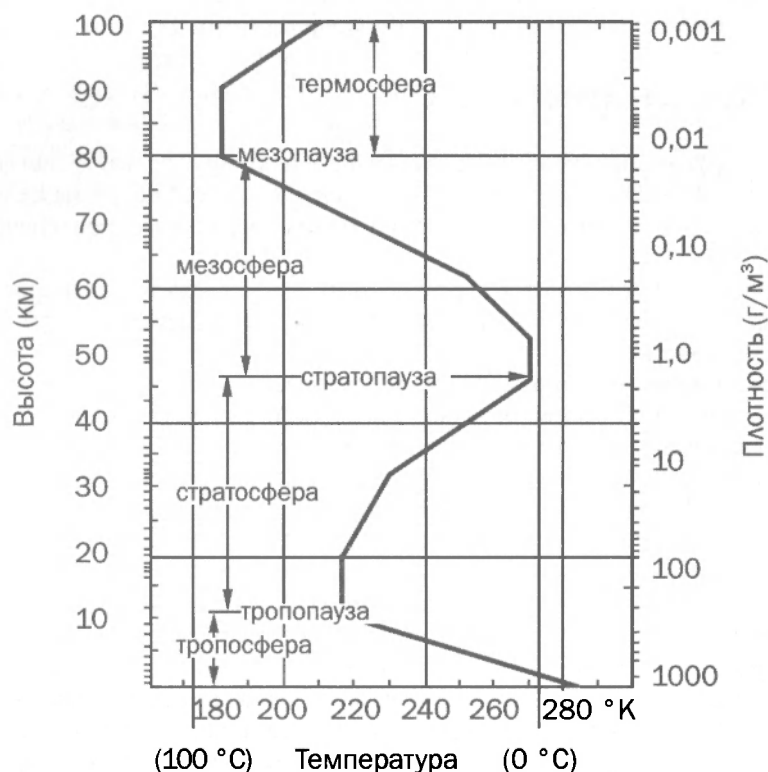
Атмосфера состоит из слоев, которые сменяют друг друга: тропосфера (от *греч.* поворот и шар), стратосфера (*лат.* слой и *греч.* шар), мезосфера (промежуточная сфера), термосфера (тепловая сфера), экзосфера (внешняя сфера) (рис. 1.1).

Границы между слоями нерезкие, и их высота зависит от широты и времени года. Слоистая структура – результат температурных изменений на разных высотах.

**Тропосфера** – слой атмосферы у поверхности Земли до высоты 10–15 км, в которой сосредоточено  $\frac{4}{5}$  всей массы атмосферного воздуха. Погода формируется в тропосфере. Верхняя граница тропосферы выше летом, чем зимой. Для нее характерно, что температура с высотой падает в среднем на  $0,6^\circ$  на 100 м (в отдельных случаях распределение температуры по вертикали варьирует в широких пределах). В тропосфере содержится почти весь водяной пар атмосферы и возникают почти все облака. Сильно развита здесь и турбулентность, особенно вблизи земной поверхности, а также в струйных течениях в верхней части тропосферы. Высота, до которой простирается тропосфера, над каждым местом Земли меняется изо дня в день. Кроме того, даже в среднем она различна под разными широтами и в разные сезоны года. В среднем в течение года тропосфера простирается над полюсами до высоты около 9 км, над умеренными широтами – до 10–12 км и над экватором – до 15–17 км. Средняя годовая температура воздуха у земной поверхности около  $+26^\circ\text{C}$  на экваторе и около  $-23^\circ\text{C}$  на



Северном полюсе. На верхней границе тропосферы над экватором средняя температура около  $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$ , над северным полюсом зимой около  $-65\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а летом около  $-45\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Давление воздуха на верхней границе тропосферы в зависимости от высоты в 5–8 раз меньше, чем у земной поверхности. Процессы, происходящие в тропосфере, имеют решающее значение для погоды и климата у земной поверхности. Солнечные лучи проходят через тропосферу и нагревают Землю. Нагретая солнечными лучами Земля излучает тепло, которое накапливается в тропосфере. Углекислый газ, метан, а также пары воды удерживают тепло. Этот механизм прогревания атмосферы от Земли, нагретой солнечной радиацией, называют парниковым эффектом. Поскольку источник тепла для атмосферы – Земля, температура воздуха с высотой понижается. Граница между турбулентной тропосферой и спокойной стратосферой называется **тропопаузой**. Здесь образуются быстро движущиеся ветры, называемые «реактивные потоки». Сразу выше тропопаузы температура почти постоянна, а затем начинает повышаться.



**Рис. 1.1.** Строение атмосферы Земли (по Википедии)

**Стратосфера** формируется над тропосферой до высоты 50–55 км. Температура в ней в среднем растет с высотой. Сильные горизонтальные ветры дуют в стратосфере, не образуя турбулентности. Воздух стратосферы очень сухой, и поэтому облака редки. Образуются так называемые перламутровые облака. Стратосфера очень важна для жизни на Земле. Именно в этом слое находится основное количество атмосферного озона, который поглощает сильное ультрафиолетовое излучение, вредное для жизни. Поглощая ультрафиолетовое излучение, озон нагревает стратосферу. Температуры на верхней границе тропосферы такие же, как и на нижней части стратосферы. Таким образом, температура воздуха в нижней стратосфере над экватором всегда очень низкая; притом летом много ниже, чем над полюсом. Начиная с высоты около 25 км, температура в стратосфере быстро растет с высотой и около 50 км достигает максимальных положительных значений (от +10 до +30 °С). Вследствие возрастания температуры с высотой турбулентность в стратосфере мала. Содержание водяного пара в стратосфере ничтожно. Однако на высотах 20–25 км иногда наблюдаются, как отмечалось выше, в высоких широтах очень тонкие перламутровые облака. Днем они не видны, а ночью кажутся светящимися, так как освещаются солнцем, находящимся за горизонтом. Эти облака состоят из переохлажденных водяных капелек и заметны в салонах реактивных лайнеров при ночных полетах вдоль полярного круга. На высоте около 50 км над Землей температура снова начинает падать, обозначая верхнюю границу стратосферы и начало следующего слоя – мезосферы.

**Мезосфера** распространена примерно до 80 км. Здесь температура с высотой падает до нескольких десятков градусов ниже нуля. Вследствие быстрого падения температуры с высотой в мезосфере сильно развита турбулентность. На высотах, близких к верхней границе мезосферы (75–90 км), наблюдаются особого рода облака, также освещаемые солнцем в ночные часы, их называют серебристыми. Наиболее вероятно, что они состоят из ледяных кристаллов.

На верхней границе мезосферы давление воздуха раз в 200 меньше, чем у земной поверхности. Таким образом, в тропосфере, стратосфере и мезосфере вместе, до высоты 80 км, находится больше чем 99,5 % всей массы атмосферы. На вышележащие слои приходится ничтожное количество воздуха.

Мезосфера имеет самую холодную температуру в атмосфере: от –2 до –138 °С. Здесь же находятся самые высокие облака: в ясную погоду их можно видеть при закате. Они называются *noctilucent* (светящиеся ночью).

**Термосфера** – верхняя часть атмосферы, над мезосферой, характеризуется очень высокими температурами, что обусловило ее название. В ней различаются, однако, две части: **ионосфера**, простирающаяся от мезосферы до высот порядка тысячи километров, и лежащая над ней внешняя часть – **эксосфера**, переходящая в земную корону. Воздух в термосфере

чрезвычайно разрежен. На высотах 300–750 км его средняя плотность порядка 8–10 г/м<sup>3</sup>. Но и при такой малой плотности каждый кубический сантиметр воздуха на высоте 300 км еще содержит около одного миллиарда молекул или атомов, а на высоте 600 км – свыше 10 миллионов. Это на несколько порядков больше, чем содержание газов в межпланетном пространстве. Именно в мезосфере лежат орбиты космических кораблей.

**Ионосфера** захватывает часть мезосферы и термосферу и характеризуется очень сильной степенью ионизации воздуха. Содержание ионов здесь во много раз больше, чем в нижележащих слоях, несмотря на сильную общую разреженность воздуха. Эти ионы представляют собой в основном заряженные атомы кислорода, заряженные молекулы окиси азота и свободные электроны. Их содержание на высотах 100–400 км порядка 1000 на кубический сантиметр. В ионосфере выделяется несколько слоев, или областей, с максимальной ионизацией, в особенности на высотах 100–120 км (слой E) и 200–400 км (слой F). Но и в промежутках между этими слоями степень ионизации атмосферы остается очень высокой. Положение ионосферных слоев и концентрация ионов в них все время меняются. Спорадические скопления электронов с особенно большой концентрацией носят название «электронных облаков».

От степени ионизации зависит электропроводность атмосферы. В ионосфере электропроводность воздуха в общем в 1000 раз больше, чем у земной поверхности. Радиоволны поглощаются в ионосфере, преломляются и отражаются. Волны длиной более 20 м не могут пройти сквозь ионосферу: они отражаются электронными слоями небольшой концентрации в нижней части ионосферы (на высотах 70–80 км). Средние и короткие волны отражаются более высокими ионосферными слоями. Отражение от ионосферы определяет дальнюю связь на коротких волнах. Многократное отражение от ионосферы и земной поверхности позволяет коротким волнам зигзагообразно распространяться на большие расстояния, огибая поверхность Земного шара. Положение и концентрация ионосферных слоев непрерывно меняются, меняются и условия поглощения, отражения и распространения радиоволн. Поэтому для надежной радиосвязи необходимо непрерывное изучение состояния ионосферы. В ионосфере наблюдаются полярные сияния и близкое к ним по природе свечение ночного неба – постоянная люминесценция атмосферного воздуха, а также резкие колебания магнитного поля – ионосферные магнитные бури. Ионизация в ионосфере обязана своим существованием действию ультрафиолетовой радиации Солнца. Ее поглощение молекулами атмосферных газов приводит к возникновению заряженных атомов и свободных электронов. Колебания магнитного поля в ионосфере и полярные сияния зависят от колебаний солнечной активности. Изменения солнечной активности приводят к изменениям в потоке корпускулярной радиации, идущей от Солнца в земную атмосферу. Корпускулярная радиация имеет основное значение

для указанных ионосферных явлений. Температура в ионосфере растет с высотой до очень больших значений. На высотах около 800 км она достигает 1000 °С. Говоря о высоких температурах ионосферы, имеют в виду то, что частицы атмосферных газов движутся там с очень большими скоростями. Однако плотность воздуха в ионосфере так мала, что тело, находящееся в ионосфере, например летящий спутник, не будет нагреваться путем теплообмена с воздухом. Температурный режим спутника будет зависеть от непосредственного поглощения им солнечной радиации и от отдачи его собственного излучения в окружающее пространство. Термосфера находится выше мезосферы на высоте от 90 до 500 км над поверхностью Земли. Молекулы газа здесь сильно рассеяны, поглощают рентгеновское излучение и коротковолновую часть ультрафиолетового излучения. Термосфера в основном соответствует ионосфере, где ионизированный газ отражает радиоволны обратно к Земле.

**Экзосфера** простирается выше 800–1000 км и переходит постепенно в межпланетное пространство. Скорости движения частиц газов, особенно легких, здесь очень велики, а вследствие чрезвычайной разреженности воздуха на этих высотах частицы могут облетать Землю по эллиптическим орбитам, не сталкиваясь между собой. Отдельные частицы могут при этом иметь скорости, достаточные для того, чтобы преодолеть силу тяжести. Для незаряженных частиц критической скоростью будет 11,2 км/с. Такие особенно быстрые частицы могут, двигаясь по гиперболическим траекториям, вылетать из атмосферы в мировое пространство, рассеиваться. Экзосферу называют еще **сферой рассеяния**. Рассеиваются преимущественно атомы водорода, который господствует в наиболее высоких слоях экзосферы.

Зона рассеяния – внешняя часть термосферы, расположенная выше 700 км. Газ в экзосфере сильно разрежен, и отсюда идет утечка его частиц в межпланетное пространство (диссипация).

До высоты 100 км атмосфера представляет собой гомогенную хорошо перемешанную смесь газов. В более высоких слоях распределение газов по высоте зависит от их молекулярных масс, концентрация более тяжелых газов убывает быстрее по мере удаления от поверхности Земли. Вследствие уменьшения плотности газов температура понижается от 0 °С в стратосфере до –110 °С в мезосфере. Однако кинетическая энергия отдельных частиц на высотах 200–250 км соответствует температуре ~1500 °С. Выше 200 км наблюдаются значительные флуктуации температуры и плотности газов во времени и пространстве.

На высоте около 2000–3000 км экзосфера постепенно переходит в так называемый ближнекосмический вакуум, который заполнен сильно разреженными частицами межпланетного газа, главным образом атомами водорода. Но этот газ представляет собой лишь часть межпланетного вещества. Другую часть составляют пылевидные частицы кометного и ме-

теорного происхождения. Кроме чрезвычайно разреженных пылевидных частиц, в это пространство проникает электромагнитная и корпускулярная радиация солнечного и галактического происхождения.

На долю тропосферы приходится около 80 % массы атмосферы, на долю стратосферы – около 20 %; масса мезосферы не более 0,3 %, термосферы – менее 0,05 % от общей массы атмосферы. На основании электрических свойств в атмосфере выделяют нейтросферу и ионосферу. В настоящее время считают, что атмосфера простирается до высоты 2000–3000 км.

В зависимости от состава газа в атмосфере выделяют *гомосферу* и *гетеросферу*. Гетеросфера – это область, где гравитация оказывает влияние на разделение газов, так как их перемешивание на такой высоте незначительно. Отсюда следует переменный состав гетеросферы. Ниже ее лежит хорошо перемешанная, однородная по составу часть атмосферы, называемая гомосферой. Граница между этими слоями называется турбопаузой, она лежит на высоте около 120 км. Недавно предполагалось, что экзосфера, и с нею вообще земная атмосфера, кончается на высотах порядка 2000–3000 км. Но из наблюдений с помощью ракет и спутников создалось представление, что водород, ускользающий из экзосферы, образует вокруг Земли так называемую земную корону, простирающуюся более чем до 20 000 км. Плотность газа в земной короне ничтожно мала. На каждый кубический сантиметр здесь приходится в среднем всего около тысячи частиц. Но в межпланетном пространстве концентрация частиц (преимущественно протонов и электронов) по крайней мере в десять раз меньше. С помощью спутников и геофизических ракет установлено существование в верхней части атмосферы и в околоземном космическом пространстве радиационного пояса Земли, начинающегося на высоте нескольких сотен километров и простирающегося на десятки тысяч километров от земной поверхности. Этот пояс состоит из электрически заряженных частиц – протонов и электронов, захваченных магнитным полем Земли и движущихся с очень большими скоростями. Их энергия порядка сотен тысяч электрон-вольт. Радиационный пояс постоянно теряет частицы в земной атмосфере и пополняется потоками солнечной корпускулярной радиации.

**Происхождение состава атмосферы Земли** во многом дискуссионно. Атмосфера начала образовываться вместе с формированием Земли. В процессе эволюции планеты и по мере приближения ее параметров к современным значениям произошли принципиально качественные изменения ее химического состава и физических свойств. Согласно эволюционной модели, на раннем этапе Земля находилась в расплавленном состоянии и около 4,5 млрд лет назад сформировалась как твердое тело. Этот рубеж принимается за начало геологического летоисчисления. С этого времени началась медленная эволюция атмосферы. Некоторые геологические

процессы (например, излияния лавы при извержениях вулканов) сопровождалась выбросом газов из недр Земли. В их состав входили азот, аммиак, метан, водяной пар, оксид и диоксид углерода. Под воздействием солнечной ультрафиолетовой радиации водяной пар разлагался на водород и кислород, но освобожденный кислород вступал в реакцию с оксидом углерода, образуя углекислый газ. Аммиак разлагался на азот и водород. Водород в процессе диффузии поднимался вверх и покидал атмосферу, а более тяжелый азот не мог улечься и постепенно накапливался, становясь основным компонентом, хотя некоторая его часть связывалась в молекулы в результате химических реакций. Под воздействием ультрафиолетовых лучей и электрических разрядов смесь газов, присутствовавших в первоначальной атмосфере Земли, вступала в химические реакции, в результате которых происходило образование органических веществ, в частности аминокислот. С появлением примитивных растений начался процесс фотосинтеза, сопровождавшийся выделением кислорода. Этот газ, особенно после диффузии в верхние слои атмосферы, стал защищать ее нижние слои и поверхность Земли от опасных для жизни ультрафиолетового и рентгеновского излучений. Согласно теоретическим оценкам, содержание кислорода, в 25 000 раз меньшее, чем сейчас, уже могло привести к формированию слоя озона со всего лишь вдвое меньшей, чем сейчас, концентрацией. Однако этого уже достаточно, чтобы обеспечить весьма существенную защиту организмов от разрушительного действия ультрафиолетовых лучей. Геологи (А.Л. Яншин, Е.Е. Милановский) возражают против теории создания кислородной атмосферы зелеными растениями. По их данным атмосфера Земли уже 4 млрд лет кислородная. Кислород, по Е.Е. Милановскому, поступал при выплавлении базальтовой океанической коры (литосферы). Все архейские и более ранние породы свидетельствуют о кислородно-азотной атмосфере Земли

Присутствующий в современной атмосфере гелий большей частью является продуктом радиоактивного распада урана, тория и радия. Эти радиоактивные элементы испускают  $\alpha$ -частицы, которые представляют собой ядра атомов гелия. Поскольку в ходе радиоактивного распада электрический заряд не образуется и не исчезает, с образованием каждой  $\alpha$ -частицы появляются по два электрона, которые, рекомбинируя с  $\alpha$ -частицами, образуют нейтральные атомы гелия. Радиоактивные элементы содержатся в минералах, рассеянных в толще горных пород, поэтому значительная часть гелия, образовавшегося в результате радиоактивного распада, сохраняется в них, очень медленно улечься в атмосферу. Некоторое количество гелия за счет диффузии поднимается вверх в экзосферу, но благодаря постоянному притоку от земной поверхности объем этого газа в атмосфере почти не меняется. На основании спектрального анализа света звезд и изучения метеоритов можно оценить относительное содержание различных химических элементов во Вселенной. Концентрация

неона в космосе примерно в десять миллиардов раз выше, чем на Земле, криптона – в десять миллионов раз, а ксенона – в миллион раз. Отсюда следует, что концентрация этих инертных газов, по-видимому, изначально присутствовавших в земной атмосфере и не пополнявшихся в процессе химических реакций, сильно снизилась, вероятно, еще на этапе утраты Землей своей первичной атмосферы. Исключение составляет инертный газ аргон, поскольку в форме изотопа  $^{40}\text{Ar}$  он и сейчас образуется в процессе радиоактивного распада изотопа калия.

**Барометрическое распределение давления** определяется высотой. Общий вес газов атмосферы составляет приблизительно  $4,5 \cdot 10^{15}$  т. Таким образом, «вес» атмосферы, приходящийся на единицу площади, или атмосферное давление, составляет на уровне моря примерно  $11 \text{ т/м}^2 = 1,1 \text{ кг/см}^2$ . Давление  $P_0 = 1033,23 \text{ г/см}^2 = 1013,250 \text{ мбар} = 760 \text{ мм рт. ст.} = 1 \text{ атм}$  принимается в качестве стандартного среднего значения атмосферного давления. Для атмосферы в состоянии гидростатического равновесия имеем

$$dP = -\rho g dh,$$

это означает, что на интервале высот от  $h$  до  $h + dh$  имеет место равенство между изменением атмосферного давления  $dP$  и весом соответствующего элемента атмосферы с единичной площадью, плотностью  $\rho$  и толщиной  $dh$ . В качестве соотношения между давлением  $P$  и температурой  $T$  используется достаточно применимое для земной атмосферы уравнение состояния идеального газа с плотностью  $\rho$ :

$$P = \rho R T/M,$$

где  $M$  – молекулярная масса,  $R = 8,3 \text{ Дж/(К} \cdot \text{моль)}$  – универсальная газовая постоянная. Тогда  $d \log P = -(Mg/RT)dh = -Bdh = -dh/H$ , где  $B$  – градиент давления в логарифмической шкале. Обратную ему величину  $H$  принято называть шкалой высоты атмосферы.

При интегрировании этого уравнения для изотермичной атмосферы ( $T = \text{const}$ ) или для ее части, где такое приближение допустимо, получается барометрический закон распределения давления с высотой:

$$P = P_0 \exp(-h/H_0),$$

где отсчет высот  $h$  производится от уровня океана, где стандартное среднее давление составляет  $P_0$ . Выражение  $H_0 = RT/Mg$ , называется шкалой высоты, которая характеризует протяженность атмосферы при условии, что температура в ней всюду одинакова (изотермичная атмосфера). Если атмосфера не изотермична, то интегрировать надо с учетом изменения температуры с высотой, а параметр  $H$  – некоторая локальная характеристика слоев атмосферы, зависящая от их температуры и свойств среды.

Модель (таблица 1.1, значений основных параметров), соответствующая стандартным давлению у основания атмосферы  $P_0$  и химическому составу, называется стандартной атмосферой условно. Она создана, для атмосферы средних широт  $45^{\circ} 32' 33''$  при значениях температуры, давления, плотности, вязкости и др. характеристик воздуха на высотах от 2 км ниже уровня моря до внешней границы земной атмосферы. Параметры средней атмосферы на всех высотах рассчитаны по уравнению состояния идеального газа и барометрическому закону в предположении, что на уровне моря давление равно 1013,25 гПа (760 мм рт. ст.), а температура 288,15 К (15,0 °С). По характеру вертикального распределения температуры средняя атмосфера состоит из нескольких слоев, в каждом из которых температура аппроксимирована линейной функцией высоты. В самом нижнем из слоев – тропосфере ( $h \leq 11$  км) температура падает на 6,5 °С с каждым километром подъема. На больших высотах значение и знак вертикального градиента температуры меняются от слоя к слою. Выше 790 км температура составляет около 1000 К и практически не меняется с высотой.

Стандартная атмосфера является периодически уточняемым, узаконенным стандартом, выпускаемым в виде таблиц (табл. 1.1.).

**Таблица 1.1.** Стандартная модель атмосферы Земли

$h$ , км	$P$ , мбар	$T$ , °К	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$N$ , см <sup>-3</sup>	$H$ , км	$l$ , см
0	1013	288	$1,22 \cdot 10^{-3}$	$2,55 \cdot 10^{19}$	8,4	$7,4 \cdot 10^{-6}$
1	899	281	$1,11 \cdot 10^{-3}$	$2,31 \cdot 10^{19}$		$8,1 \cdot 10^{-6}$
2	795	275	$1,01 \cdot 10^{-3}$	$2,10 \cdot 10^{19}$		$8,9 \cdot 10^{-6}$
3	701	268	$9,1 \cdot 10^{-4}$	$1,89 \cdot 10^{19}$		$9,9 \cdot 10^{-6}$
4	616	262	$8,2 \cdot 10^{-4}$	$1,70 \cdot 10^{19}$		$1,1 \cdot 10^{-5}$
5	540	255	$7,4 \cdot 10^{-4}$	$1,53 \cdot 10^{19}$	7,7	$1,2 \cdot 10^{-5}$
6	472	249	$6,6 \cdot 10^{-4}$	$1,37 \cdot 10^{19}$		$1,4 \cdot 10^{-5}$
8	356	236	$5,2 \cdot 10^{-4}$	$1,09 \cdot 10^{19}$		$1,7 \cdot 10^{-5}$
10	264	223	$4,1 \cdot 10^{-4}$	$8,6 \cdot 10^{18}$	6,6	$2,2 \cdot 10^{-5}$
15	121	214	$1,93 \cdot 10^{-4}$	$4,0 \cdot 10^{18}$		$4,6 \cdot 10^{-5}$
20	56	214	$8,9 \cdot 10^{-5}$	$1,85 \cdot 10^{18}$	6,3	$1,0 \cdot 10^{-4}$
30	12	225	$1,9 \cdot 10^{-5}$	$3,9 \cdot 10^{17}$	6,7	$4,8 \cdot 10^{-4}$
40	2,9	268	$3,9 \cdot 10^{-6}$	$7,6 \cdot 10^{16}$	7,9	$2,4 \cdot 10^{-3}$
50	0,97	276	$1,15 \cdot 10^{-6}$	$2,4 \cdot 10^{16}$	8,1	$8,5 \cdot 10^{-3}$
60	0,28	260	$3,9 \cdot 10^{-7}$	$7,7 \cdot 10^{15}$	7,6	0,025
70	0,08	219	$1,1 \cdot 10^{-7}$	$2,5 \cdot 10^{15}$	6,5	0,09



Окончание таблицы 1.1

$h$ , км	$P$ , мбар	$T$ , °К	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$N$ , см <sup>-3</sup>	$H$ , км	$l$ , см
80	0,014	205	$2,7 \cdot 10^{-8}$	$5,0 \cdot 10^{14}$	6,1	0,41
90	$2,8 \cdot 10^{-3}$	210	$5,0 \cdot 10^{-9}$	$9 \cdot 10^{13}$	6,5	2,1
100	$5,8 \cdot 10^{-4}$	230	$8,8 \cdot 10^{-10}$	$1,8 \cdot 10^{13}$	7,4	9
110	$1,7 \cdot 10^{-4}$	260	$2,1 \cdot 10^{-10}$	$5,4 \cdot 10^{12}$	8,5	40
120	$6 \cdot 10^{-5}$	300	$5,6 \cdot 10^{-11}$	$1,8 \cdot 10^{12}$	10,0	130
150	$5 \cdot 10^{-6}$	450	$3,2 \cdot 10^{-12}$	$9 \cdot 10^{10}$	15	$1,8 \cdot 10^3$
200	$5 \cdot 10^{-7}$	700	$1,6 \cdot 10^{-13}$	$5 \cdot 10^9$	25	$3 \cdot 10^4$
250	$9 \cdot 10^{-8}$	800	$3 \cdot 10^{-14}$	$8 \cdot 10^8$	40	$3 \cdot 10^5$
300	$4 \cdot 10^{-8}$	900	$8 \cdot 10^{-15}$	$3 \cdot 10^8$	50	
400	$8 \cdot 10^{-9}$	1000	$1 \cdot 10^{-15}$	$5 \cdot 10^7$	60	
500	$2 \cdot 10^{-9}$	1000	$2 \cdot 10^{-16}$	$1 \cdot 10^7$	70	
700	$2 \cdot 10^{-10}$	1000	$2 \cdot 10^{-17}$	$1 \cdot 10^6$	80	
1000	$1 \cdot 10^{-11}$	1000	$1 \cdot 10^{-18}$	$1 \cdot 10^5$	80	

В таблице приведены:  $h$  – высота от уровня моря,  $P$  – давление,  $T$  – температура,  $\rho$  – плотность,  $N$  – число молекул или атомов в единице объема,  $H$  – шкала высоты,  $l$  – длина свободного пробега. Давление и температура на высоте 80–250 км, полученные по ракетным данным, имеют более низкие значения. Значения для высот, больших чем 250 км, полученные путем экстраполяции, не очень точны.

### 1.3. Химический состав атмосферы

Состав атмосферы динамичен, но в среднем отмечается определенное постоянство уже в течение 50 млн лет, а возможно, и больше. В последнее время атмосфера сильно загрязняется веществами, связанными с деятельностью человека (сажа, цементная пыль и пр.). Состав естественной атмосферы приведен в табл. 1.2.

Концентрация газов, составляющих атмосферу, практически постоянна, за исключением воды ( $H_2O$ ) и углекислого газа ( $CO_2$ ). Кроме указанных в таблице газов, в атмосфере содержатся  $SO_2$ ,  $NH_3$ ,  $CO$ , озон, углеводороды,  $HCl$ ,  $HF$ , пары  $Hg$ ,  $I_2$ , а также  $NO$  и многие другие газы в незначительных количествах. В тропосфере постоянно находится большое количество взвешенных твердых и жидких частиц (аэрозоли). Наиболее динамично содержание  $CO_2$ , роль которого в изменении климата сейчас считают решающей. Действительно, за последние 100 лет содержание  $CO_2$

заметно возросло. Очевидно, периоды возрастания происходили и раньше в истории Земли, о чем свидетельствуют периоды накопления известняков. Для почвы большее значение в ее карбонатном режиме (содержании и динамике карбонатов) имеют сам климат, термический и водный режимы. В то же время в современной почвенной атмосфере, как показано ниже, заметно возрастает содержание  $\text{CO}_2$  (до почти 2 %). Растворяется кислород в воде гидросферы, что позволило эволюции изобрести величайшее приспособление для жизни – жабры.

**Таблица 1.2.** Химический состав атмосферы

Газ	Объемное содержание, %
Водород $\text{H}_2$	$\sim 2 \cdot 10^{-5}$
Кислород $\text{O}_2$	21
Озон $\text{O}_3$	$\sim 10^{-5}$
Азот $\text{N}_2$	78
Углекислый газ $\text{CO}_2$	$3 \cdot 10^{-5}$
Водяной пар $\text{H}_2\text{O}$	$\sim 0,1$
Угарный газ $\text{CO}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$
Метан $\text{CH}_4$	$1,6 \cdot 10^{-4}$
Аммиак $\text{NH}_3$	$\sim 10^{-5}$
Диоксид серы $\text{SO}_2$	$\sim 5 \cdot 10^{-9}$
Гелий $\text{He}$	$5 \cdot 10^{-4}$
Неон $\text{Ne}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$
Аргон $\text{Ar}$	0,9
Криптон $\text{Kr}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$
Ксенон $\text{Xe}$	$8,7 \cdot 10^{-6}$
Средняя молекулярная масса 28,8.	

#### 1.4. Физические свойства атмосферы

Толщина атмосферы примерно 2000–3000 км от поверхности Земли. Суммарная масса воздуха  $(5,1-5,3) \cdot 10^{18}$  кг. Молярная масса чистого сухого воздуха составляет 28,966. Давление при 0 °С на уровне моря 101,325 кПа; критическая температура – 140,7 °С; критическое давление 3,7 МПа;  $C_p 1,0048 \cdot 10^3$  Дж/(кг·К) (при 0 °С),  $C_v 0,7159 \cdot 10^3$  Дж/(кг·К) (при 0 °С). Растворимость воздуха в воде при 0 °С – 0,036 %, при 25 °С – 0,22 %.

## 1.5. Физиологические и другие свойства атмосферы

Уже на высоте 5 км над уровнем моря у нетренированного человека появляется кислородное голодание, и без адаптации работоспособность человека значительно снижается. Здесь кончается физиологическая зона атмосферы. Дыхание человека становится невозможным на высоте 15 км, хотя примерно до 115 км атмосфера содержит кислород.

Атмосфера снабжает нас необходимым для дыхания кислородом. Однако вследствие падения общего давления атмосферы по мере подъема на высоту соответственно снижается и парциальное давление кислорода.

В легких человека постоянно содержится около 3 л альвеолярного воздуха. Парциальное давление кислорода в альвеолярном воздухе при нормальном атмосферном давлении составляет 110 мм рт. ст., давление углекислого газа – 40 мм рт. ст., а паров воды – 47 мм рт. ст.

С увеличением высоты давление кислорода падает, а суммарное давление паров воды и углекислоты в легких остается почти постоянным – около 87 мм рт. ст. Поступление кислорода в легкие полностью прекратится, когда давление окружающего воздуха станет равным этой величине.

На высоте около 19–20 км давление атмосферы снижается до 47 мм рт. ст. Поэтому на данной высоте начинается кипение воды и межтканевой жидкости в организме человека. Вне герметической кабины на таких высотах смерть наступает почти мгновенно. Таким образом, с точки зрения физиологии человека, «космос» начинается уже на высоте 15–19 км.

Плотные слои воздуха – тропосфера и стратосфера – защищают нас от поражающего действия радиации. При достаточном разрежении воздуха, на высотах более 36 км, интенсивное действие на организм оказывает ионизирующая радиация – первичные космические лучи; на высотах более 40 км действует опасная для человека ультрафиолетовая часть солнечного спектра.

По мере подъема на все большую высоту над поверхностью Земли постепенно ослабевают, а затем и полностью исчезают такие привычные для нас явления, наблюдаемые в нижних слоях атмосферы, как распространение звука, возникновение аэродинамической подъемной силы и сопротивление, передача тепла конвекцией и др.

В разреженных слоях воздуха распространение звука оказывается невозможным. До высот 60–90 км еще возможно использование сопротивления и подъемной силы воздуха для управляемого аэродинамического полета. Но начиная с высот 100–130 км знакомые каждому летчику понятия числа М и звукового барьера теряют свой смысл, там проходит условная линия Кармана, за которой начинается сфера чисто баллистического полета, управлять которым можно, лишь используя реактивные силы.

На высотах более 100 км атмосфера лишена и другого замечательного свойства – способности поглощать, проводить и передавать тепловую энергию путем конвекции (т.е. с помощью перемешивания воздуха). Это значит, что различные элементы оборудования, аппаратуры орбитальной космической станции не смогут охлаждаться снаружи так, как это делается обычно на самолете, – с помощью воздушных струй и воздушных радиаторов. На такой высоте, как и вообще в космосе, единственный способ передачи тепла – тепловое излучение.

## **1.6. Краткая характеристика основных компонентов атмосферы**

### **Азот**

Образование большого количества  $N_2$  обусловлено окислением аммиачно-водородной атмосферы молекулярным  $O_2$ , который стал поступать с поверхности планеты в результате фотосинтеза, начиная с 3 млрд лет назад. Также  $N_2$  выделяется в атмосферу в результате денитрификации нитратов и других азотсодержащих соединений. Азот окисляется озоном до  $NO$  в верхних слоях атмосферы.

Азот  $N_2$  вступает в реакции лишь в специфических условиях (например, при разряде молнии). Окисление молекулярного азота озоном при электрических разрядах используется в промышленном изготовлении азотных удобрений. Окислять его с малыми энергозатратами и переводить в биологически активную форму могут цианобактерии (сине-зеленые водоросли) и клубеньковые бактерии, формирующие ризобиальный симбиоз с бобовыми растениями.

### **Кислород**

В течение фанерозоя состав атмосферы и содержание кислорода претерпевали изменения. Они коррелировали прежде всего со скоростью отложения органических осадочных пород. Так, в периоды угленакопления содержание кислорода в атмосфере, видимо, заметно превышало современный уровень. Но существует гипотеза, что кислородная атмосфера господствует не менее 3,8 млрд лет. С точки зрения теории эволюции считать, что растения сначала «получили» фотосинтез, при восстановленной атмосфере, а потом превратили ее в окислительную – кислородную, достаточно смело и спорно.

### **Углекислый газ**

Содержание в атмосфере  $CO_2$  зависит от вулканической деятельности и химических процессов в земных оболочках, но более всего – от интенсив-

ности биосинтеза и разложения органического вещества в биосфере Земли. Практически вся текущая биомасса планеты (около  $2,4 \cdot 10^{12}$  т) образуется за счет углекислоты, азота и водяного пара, содержащихся в атмосферном воздухе. Захороненное в океане, в болотах и лесах органическое вещество превращается в уголь, нефть и природный газ. Для фотосинтеза хватает низкого содержания  $\text{CO}_2$  в пределах 0,03 об. %. И на этом концентрационном уровне держится вся растительность. При 6 % содержания  $\text{CO}_2$  у животных наступает летальный исход. Поэтому гипотеза, что жизнь зародилась в восстановительной атмосфере, а потом заменила ее на окислительную – скорее ошибочна.

### **Благородные газы**

Источник инертных газов – аргона, гелия и криптона – вулканические извержения и распад радиоактивных элементов. Земля в целом и атмосфера в частности обеднены инертными газами по сравнению с космосом. Считается, что причина этого заключена в непрерывной утечке газов в межпланетное пространство.

## **1.7. Загрязнение атмосферы**

В последнее время на эволюцию атмосферы оказывает влияние человек. Результатом его деятельности стал постоянный значительный рост содержания в атмосфере углекислого газа из-за сжигания углеводородного топлива, накопленного в предыдущие геологические эпохи и потери почвой гумуса при массовой распашке. Громадные количества  $\text{CO}_2$  потребляются при фотосинтезе и поглощаются Мировым океаном. Этот газ поступает в атмосферу благодаря разложению карбонатных горных пород и органических веществ растительного и животного происхождения, а также вследствие вулканизма и производственной деятельности человека. За последние 100 лет содержание  $\text{CO}_2$  в атмосфере возросло на 10 %, причем основная часть (360 млрд т) поступила в результате сжигания топлива. Если темпы роста сжигания топлива сохранятся, то в ближайшие 50–60 лет количество  $\text{CO}_2$  в атмосфере удвоится и может привести к глобальным изменениям климата.

Сжигание топлива – основной источник и загрязняющих газов ( $\text{CO}$ ,  $\text{NO}$ ,  $\text{SO}_2$ ). Диоксид серы окисляется кислородом воздуха до  $\text{SO}_3$  в верхних слоях атмосферы, который, в свою очередь, взаимодействует с парами воды и аммиака, а образующиеся при этом серная кислота ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ) и сульфат аммония ( $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ ) возвращаются на поверхность Земли в виде так называемых кислотных дождей). Использование двигателей внутрен-

него сгорания приводит к значительному загрязнению атмосферы оксидами азота, углеводородами и соединениями свинца (тетраэтилсвинец  $Pb(CH_3CH_2)_4$ ).

Аэрозольное загрязнение атмосферы обусловлено как естественными причинами (извержение вулканов, пыльные бури, унос капель морской воды и пыли растений и др.), так и хозяйственной деятельностью человека (добыча руд и строительных материалов, сжигание топлива, изготовление цемента и т.п.). Интенсивный широкомасштабный вынос твердых частиц в атмосферу – одна из возможных причин изменения климата планеты.

Температура атмосферы зависит также от таких факторов, как альbedo подстилающей атмосферы поверхности (табл. 1.3).

**Таблица 1.3.** Среднее значение альbedo для естественной поверхности суши [Федоров, Гильманов, 1980]

Поверхность	Альbedo
Устойчивый снежный покров (60° с.ш.)	0,80
То же, южнее 60° с.ш.	0,70
Неустойчивый снежный покров	0,45
Тундра	0,18
Хвойные леса	0,14
Лиственные леса	0,18
Степи	0,18
Саванны во влажное время	0,18
То же в сухое время	0,25
Полупустыни	0,25
Пустыни	0,30

Альbedo определяет поглощение тепла поверхностью почвы и содействует климатической зональности суши.

Климатическая зональность определяется распределением солнечной энергии по поверхности планеты и теплоотдачей поверхности Земли в данной точке. В зависимости от климатической зоны нагреваются почвы, устанавливается длительность вегетационного периода, определяется продуктивность биосферы.

Следует также остановиться на ультрафиолетовом излучении. Озоновый экран в значительной степени задерживает это излучение. Но известно, что в горах оно в большей степени достигает поверхности почв. Ультрафиолетовое излучение обладает мутагенным эффектом. И это со-

гласуется с тем фактом, что горы, как правило, были центрами видообразования, начиная с мела и карбона.

Возможно, ультрафиолетовое излучение сыграло свою роль и при начальном периоде эволюции гиперциклов, способствуя их «мутациям».

**Таблица 1.4.** Термические параметры почв разных климатических зон (по [Димо, 1977])

Тип режима почвы, теплообеспеченность	Сумма $t^\circ$ воздуха $>10^\circ$	Сумма $t^\circ$ почвы $>10^\circ$ на 20 см	Период $-t^\circ$ на 20 см, месяцы
Арктический, низкая	0–300	0	$>8$
Субарктический, та же	300–500	0–400	5–8
Очень холодный, весьма слабая	500–900	400–800	5–8
Холодный, та же	900–1250	800–1200	2–8
Умеренно холодный, ниже средней	1250–1600	1200–1600	2–8
Умеренный, средняя	1600–2000	1600–2100	2–8
Умеренно теплый, выше средней	2000–2500	2100–2700	1–8
Теплый, хорошая	2500–3100	2700–3400	$<5$
Очень теплый, весьма хорошая	3100–3800	3400–4400	$<5$
Субтропический, высокая	3800–4900	4400–5600	$<2$
То же, жаркий, весьма высокая	4900–6100	5600–7200	0

## Глава 2. Литосфера

Литосфера – твердая оболочка Земли, состоящая из земной коры и верхней части мантии (от *греч.* lithos – камень и sphaira – шар). Известно, что существует тесная связь между литосферой и мантией Земли (рис. 2.1, взят из «Википедии»).

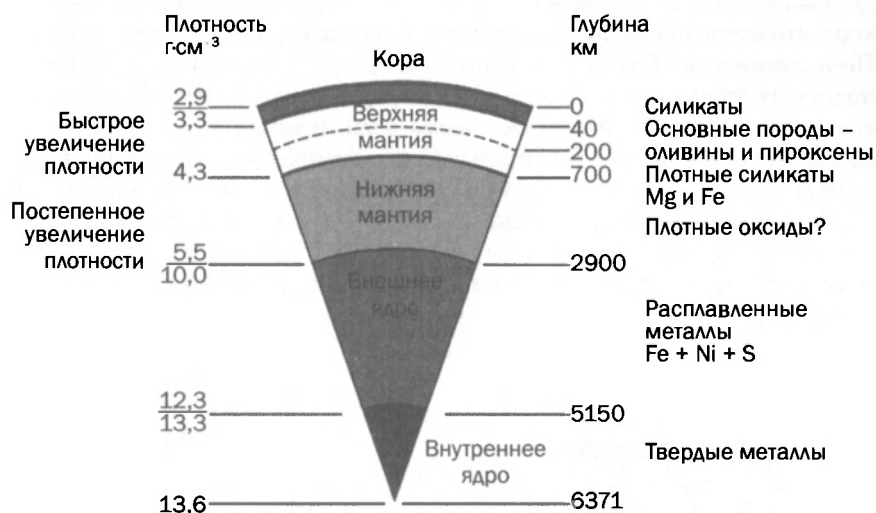


Рис. 2.1. Предполагаемое строение Земли (разрез)

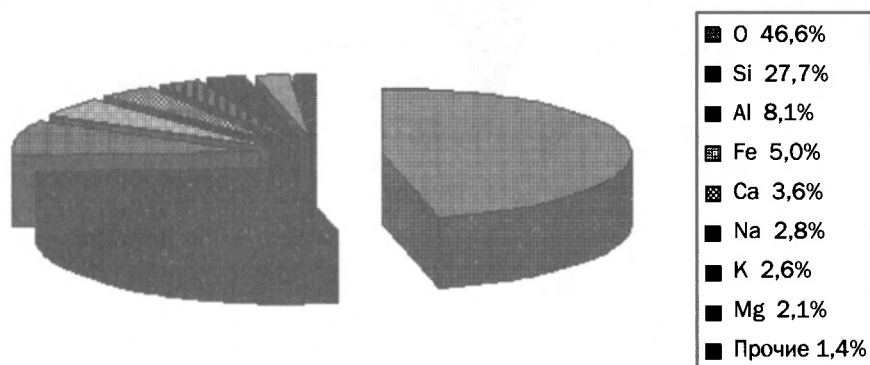
Толщина земной коры под континентами в среднем 35–40 км. Под молодыми высокими горами она часто превышает 50 км (под Гималаями достигает 90 км). Под океанами кора более тонкая – в среднем около 7–10 км, а в некоторых районах Тихого океана – всего 5 км. Границы земной коры определяются по скорости распространения сейсмических волн. Сейсмические волны дают информацию и о свойствах мантии. Верхняя



мантия состоит в основном из силикатов магния и железа. Состав нижней мантии неизвестен. Предполагают, что она содержит оксиды магния и кремния. Заключение о составе земного ядра были сделаны на основании не только анализа сейсмических волн, но и расчетов плотности и изучения состава метеоритов. Считается, что внутреннее ядро – это твердый сплав железа и никеля. Внешнее ядро, по-видимому, жидкое и имеет несколько меньшую плотность. По некоторым предположениям оно содержит до 14 % серы.

## 2.1. Особенности геохимии литосферы

Земная кора, гидросфера и атмосфера образовались в результате высвобождения веществ из верхней мантии молодой планеты. Сейчас в срединных хребтах на дне океанов продолжает формироваться океаническая кора, что сопровождается выделением газов и небольших количеств воды. По-видимому, и образование коры на молодой Земле было результатом подобных процессов, вследствие чего сформировалась тонкая оболочка, составляющая менее 0,0001 % объема всей планеты. Состав этой оболочки, образующей континентальную и океаническую кору, изменялся во времени, прежде всего в результате перехода элементов из мантии при частичном плавлении на глубине примерно 100 км. Средний химический состав современной земной коры характеризуется большим содержанием кислорода, за которым следуют кремний и алюминий (рис. 2.2, взят из «Википедии»).



**Рис. 2.2.** Средние значения относительного содержания химических элементов в верхнем слое земной коры (средние кларки)

**Таблица 2.1.** Содержание главных элементов в земной коре (по В. Гольдшмидту [Войткевич и др., 1977])

Элемент	Содержание, %		
	по массе	по объему	атомное
O	46,60	9,197	62,55
Si	27,72	0,80	21,22
Al	8,13	0,77	6,47
Fe	5,00	0,68	1,97
Mg	2,09	0,56	1,84
Ca	3,63	1,48	1,94
Na	2,83	1,60	2,62
K	2,59	2,14	1,42

**Таблица 2.2.** Средний состав живого вещества Земли (Виноградов, 1954, см. [Войткевич и др., 1977])

Элемент	Масса, %	Элемент	Масса, %	Элемент	Масса, %	Элемент	Масса, %
O	70,0	Na	$2 \cdot 10^{-2}$	Zn	$5 \cdot 10^{-4}$	As	$3 \cdot 10^{-5}$
C	18,0	Cl	$2 \cdot 10^{-2}$	Rb	$5 \cdot 10^{-4}$	Co	$2 \cdot 10^{-5}$
H	10,5	Fe	$1 \cdot 10^{-3}$	Cu	$2 \cdot 10^{-4}$	Li	$1 \cdot 10^{-5}$
Ca	$5 \cdot 10^{-1}$	Al	$5 \cdot 10^{-3}$	V	$N \cdot 10^{-4}$	Mo	$1 \cdot 10^{-5}$
K	$3 \cdot 10^{-1}$	Ba	$3 \cdot 10^{-3}$	Cr	$N \cdot 10^{-4}$	Y	$1 \cdot 10^{-5}$
N	$3 \cdot 10^{-1}$	Sr	$2 \cdot 10^{-3}$	Br	$1,5 \cdot 10^{-4}$	Cs	$1 \cdot 10^{-5}$
Si	$2 \cdot 10^{-1}$	Mn	$1 \cdot 10^{-3}$	Ge	$1 \cdot 10^{-4}$	Se	$< 10^{-6}$
Mg	$4 \cdot 10^{-2}$	B	$1 \cdot 10^{-3}$	Ni	$5 \cdot 10^{-5}$	U	$< 10^{-6}$
P	$7 \cdot 10^{-2}$	Ti	$8 \cdot 10^{-4}$	Pb	$5 \cdot 10^{-5}$	Hg	$N \cdot 10^{-7}$
S	$5 \cdot 10^{-2}$	F	$5 \cdot 10^{-4}$	Sn	$5 \cdot 10^{-5}$	Ra	$n \cdot 10^{-12}$

**Таблица 2.3.** Среднее содержание (кларк, % от массы) элементов в литосфере, осадочных породах, почве и золе растений\*

Элемент	Сл	Сг	Спс	Ск	Сп	Ср
Li	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$6,6 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$
Be	$3,8 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$\cdot 10^{-5}$	$\cdot 10^{-5}$	$\cdot 10^{-4}$	$\cdot 10^{-4}$
B	$\cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-2}$

Окончание таблицы 2.3

Элемент	Сл	Сг	Спс	Ск	Сп	Ср
F	$6,6 \cdot 10^{-2}$	$7,4 \cdot 10^{-1}$	$2,7 \cdot 10^{-2}$	$3,3 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Na	2,50	$9,6 \cdot 10^{-1}$	$3,3 \cdot 10^{-1}$	$4 \cdot 10^{-3}$	0,63	2,0
Mg	1,87	1,5	$7 \cdot 10^{-1}$	4,7	0,63	7,0
Al	8,05	8,0	2,5	4,2	7,13	1,4
Si	29,5	27,3	36,8	2,4	33,0	15,0
P	$9,3 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}$	7,0
S	$4,7 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-1}$	$8,5 \cdot 10^{-2}$	5,0
Cl	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$
K	2,50	2,6	1,07	$2,7 \cdot 10^{-1}$	1,36	3,0
Ca	2,96	2,21	3,91	30,23	1,37	3,0
Ti	0,45	0,46	0,15	0,04	0,46	0,1
V	$9 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$6,1 \cdot 10^{-3}$
Cr	$8,3 \cdot 10^{-3}$	$9 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-2}$
Mn	$1 \cdot 10^{-1}$	$8,5 \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-1}$	$10^{-2}$	$7,5 \cdot 10^{-1}$
Fe	4,65	4,72	$9,8 \cdot 10^{-1}$	$3,8 \cdot 10^{-1}$	3,8	1,0
Co	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$6,8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$
Ni	$4,7 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$
Cu	$8,5 \cdot 10^{-3}$	$9,5 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$9 \cdot 10^{-2}$
As	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-5}$
Br	$2,1 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$6,2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$
Rb	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$
Sr	$3,4 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$6,1 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$
Mo	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Ag	$7 \cdot 10^{-6}$	$3 \cdot 10^{-6}$	$n \cdot 10^{-6}$	$n \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Cd	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-6}$	$n \cdot 10^{-6}$	$3,5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-6}$
Sn	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$
I	$4 \cdot 10^{-5}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-3}$
Cs	$3,7 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-5}$	$n \cdot 10^{-5}$	$n \cdot 10^{-2}$
Ba	$6,5 \cdot 10^{-2}$	$5,8 \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-2}$
Au	$4,3 \cdot 10^{-7}$	$n \cdot 10^{-7}$	$10^{-7}$	$10^{-7}$	$n \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Hg	$8,3 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-7}$
Pb	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$
U	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$3,7 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-5}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$

Примечание. \*Сл – литосфера; Сг – глины; Спс – песчаники; Ск – карбонатные породы; Сп – почва; Ср – зола растений

**Таблица 2.4.** Соотношение кларков элементов в разных компонентах биосферы и литосферы

Компоненты	Значения коэффициентов накопления (обогащения), Су/Сх					
	<0,09	0,09–0,6	0,7–1,3	1,4–15	16–100	>100
Растения литосфера Ср/Сл	F, Hg, Cd,	Li, Be, Al, Si, Cl, Ni, Fe, Co, Ni, As, Rb, Pb, U	Na, K, Ca, Sr, Ba	Mg, Cr, Mn, Cu, Zn, Ag, Sn	B, P, S, Br, Mo, Cs	I, Au
Почва литосфера, Сл/Сл		F, Na, Mg, Cl, K, Ca, Cu, Rd, Hg, Pb, U	Li, B, Al, Si, P, Ti, V, Mn, Fe, Ni, Sr, Ba	Be, S, Cr, Zn, As, Mo, Ag, Sb, Sn, I, Cs, Au, Br		
Почва Песчаник, Сл/Слс		B, Ca, Hg	F, Mg, Si, K, Rb, Au	Li, Be, Na, Al, P, S, Cl, Ti, V, Cr, Fe, Zn, As, Br, Sr, Mo, Ag, Cd, I, Sb, Pb		
Почва Глина, Сл/Сг		Li, F, Na, Mg, S, Cl, K, Ca, Co, Ni, Cu, Zn, Hg, Pb, U	B, Al, Si, Ti, V, Mn, Fe, Br, Rb, Sr, Mo, Cs, Ba, Au	Be, Cr, As, Ag, Cd, Sn, I		
Почва Карбонатные породы, Сл/Ск	Ca, Ba	B, F, Cl, Sr, Hg, U	S, Mn, Au, Pb	Li, Be, Mg, Al, P, K, V, Fe, Ni, Cu, Zn, As, Ag, Cd, I, Ca	Na, Si, Cr, Co, Rb, Mo, Sn, Ba	Ti
Растения Почва, Ср/Сп	F, As, Cd	Li, Be, Al, Si, Ti, V, Fe, Sn, Hg, U	Cl, Cr, Ni, Sr, Ba, Pb	Na, Mg, K, Ca, Mn, Co, Cu, Zn, Rb, Mo, Ag, I	B, P, S, Br, Cs	Au

Отношения разных кларков в породах, почве, растениях позволяют оценить подвижность элементов, его судьбу в биосфере. На основании таких анализов выявлены четыре группы (общности, множества) элементов (Н.М. Фатеева, см. [Карпачевский, 2005]):

1. *Геохимическая* – характерная для горной породы и унаследованная от нее почвой.

2. *Биохимическая* – элементный состав живых организмов.

3. *Биогеохимическая* – собственно почвенная, где переплетаются геохимическая и биохимическая общности минералов.

4. *Техногенная (антропогенная)* – общность, создаваемая человеком при ведении хозяйства (добыча ископаемых, их обогащение, загрязнение территории).

Общности легко вычлняются соотношением элементов в образце.

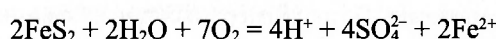
Чем сильнее кларк какого-либо элемента на данной территории отличается от среднего, тем точнее можно найти источник этого элемента в почве. Анализ значений кларков позволяет понять многие закономерности распределения химических элементов. Кларки химических элементов земной коры различаются более чем на десять порядков. Так, если алюминия в земной коре содержится более восьми процентов по массе, то, например, золота  $4,3 \cdot 10^{-7}\%$ , меди –  $5 \cdot 10^{-3}\%$ , урана –  $3 \cdot 10^{-4}\%$ . Кларк такого редкого металла, как рений – всего  $7 \cdot 10^{-8}\%$ . Элементы, содержащиеся в относительно большом количестве, образуют в природе многочисленные самостоятельные химические соединения. Элементы с малыми кларками рассеяны преимущественно среди химических соединений других элементов. Элементы, кларки которых меньше 0,01 %, называют редкими. Основные соединения, образующие литосферу, – диоксид кремния, силикаты и алюмосиликаты. Большую часть литосферы составляют кристаллические вещества, образовавшиеся при охлаждении магмы – расплавленного вещества в глубинах Земли. При остывании магмы образовывались и горячие растворы. Проходя по трещинам в окружающих горных породах, они охлаждались и выделяли содержащиеся в них вещества, а также образовывали вторичные глинистые минералы (каолинит, монтмориллонит). Поскольку некоторые минералы стабильны только при определенных условиях, при изменении температуры и давления они распадаются. Многие силикаты, образующиеся глубоко в коре при высоких температуре и давлении, становятся неустойчивыми, когда попадают на поверхность Земли. С другой стороны, на большой глубине под действием внутреннего тепла Земли и повышенного давления многие горные породы меняют свой вид, образуя новые кристаллические формы.

## **2.2. Выветривание горных пород**

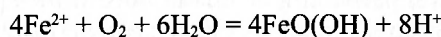
Поверхность континентальной коры подвержена действию атмосферы и гидросферы, что выражается в процессах выветривания. Физическое выветривание является механическим процессом, в результате которого порода размельчается до частиц меньшего размера без существенных изменений в химическом составе. Химическое выветривание приводит

к образованию новых веществ, оно происходит под действием влаги, особенно подкисленной, и некоторых газов (например, кислорода), разрушающих минералы. Простейший процесс выветривания – это растворение минералов. Вода вызывает разрыв ионных связей, соединяющих, например, катионы натрия и хлорид-ионы в галите NaCl. В этом процессе не участвуют катионы водорода, поэтому он не зависит от pH.

При разрушении веществ, содержащих элементы в низких степенях окисления, например сульфидов, большую роль играет кислород. В эти процессы часто вовлечены микроорганизмы. Так, окисление пирита FeS<sub>2</sub> можно моделировать следующим рядом реакций. Сначала окисляется сера(-I):



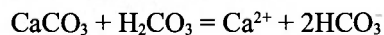
Затем следует окисление железа(II), катализируемое железooksисляющими бактериями:



Образующийся гетит FeO(OH) покрывает дно ручьев в виде характерного желто-оранжевого налета.

Железooksисляющие бактерии извлекают энергию при окислении неорганических веществ, поэтому они развиваются там, где нет органических соединений, используя в качестве источника углерода CO<sub>2</sub>. Однако окисление железа – не очень эффективный способ выработки энергии: для получения 1 г клеточного углерода должно быть окислено примерно 220 г железа(II). В результате там, где живут железooksисляющие бактерии, образуются большие отложения соединений железа(III).

Выветривание карбонатных минералов, например CaCO<sub>3</sub>, происходит при взаимодействии с кислотами, содержащимися в воде, в результате поглощения диоксида углерода, а также антропогенного диоксида серы. При этом поверхностные воды нейтрализуются и обогащаются гидрокарбонат-ионами:

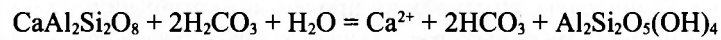


Разрушение силикатов, например Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> (форстерит), можно описать следующим уравнением:



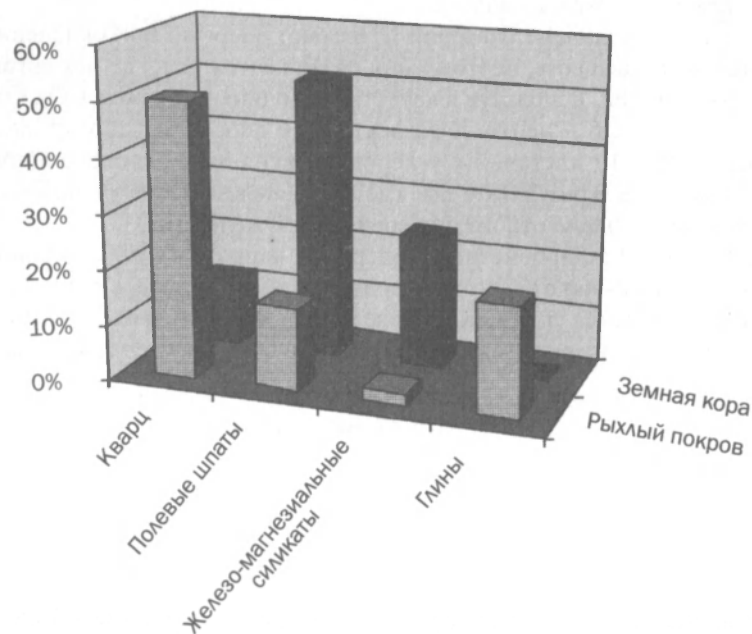
Реакция идет за счет образования слабой ортокремниевой кислоты, при этом минерал со временем полностью растворяется. Однако при выветривании более сложных силикатов растворимыми оказываются не все продукты. В общем случае в результате выветривания накапливаются в основном кварц и глинистые минералы – водосодержащие слоистые алю-

мосиликаты. Например, при выветривании  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  (анортит) твердым продуктом реакции является глинистый минерал каолинит:



На скорость выветривания влияют биосфера (где создается диоксид углерода, а также органические соединения, комплексы, свободные радикалы и т.п.), а также рельеф суши и климат, состав воды, тип материнской породы и кинетика реакций с участием отдельных минералов. Так, во влажных тропиках выветривание происходит быстрее. Это связано с тем, что высокие температуры ускоряют реакции, а постоянные ливни делают возможным быстрое вымывание и снос в моря и океаны даже практически нерастворимых соединений, например, оксидов алюминия и железа.

Продукты выветривания образуют рыхлые континентальные отложения (элювий), мощность которых меняется от 10–20 см на крутых склонах до десятков метров на равнинах и сотен метров во впадинах, что определяется их переносом ветрами и водными потоками. Средний минералогический состав рыхлого покрова суши заметно отличается от состава земной коры континентов (рис. 2.3).



**Рис. 2.3.** Средний минералогический состав коры континентов (Википедия)

### 2.3. Литосфера, человек и почва

На рыхлых покровных отложениях сформировались почвы, играющие важнейшую роль во взаимодействии живых организмов с земной корой. В почвах систематически консервируется значительная масса органического вещества, синтезированного высшими растениями. Окисление органического вещества в почвах катализируется ферментами микроорганизмов и абиотическими почвенными катализаторами, при этом образуется диоксид углерода, который при взаимодействии с водой дает слабую угольную кислоту. Это может понизить рН почв до 4–5, что оказывает существенное влияние на процессы выветривания. Почва участвует в круговороте азота, серы и фосфора, а также многих металлов. Поэтому проблема охраны почв имеет большое значение.

На ранних этапах истории человечества деятельность людей почти не затрагивала глубины Земли. Однако с началом бурного развития промышленности резко возросли потребности человека в полезных ископаемых. Их добыча и переработка начали оказывать вредное воздействие на природу. При разработке открытых горных выработок образуется много пыли, загрязняющей окрестности. Огромные площади занимают отвалы «пустой» породы, образующиеся при добыче твердых полезных ископаемых. Откачка воды из горных выработок приводит к образованию подземных пустот. Многие горнодобывающие предприятия сбрасывают в реки недостаточно очищенные стоки, что ведет к загрязнению природных вод. В окружающую среду попадают вредные вещества из отходов этих предприятий. Немало опасных веществ рассеивается при транспортировке руд и продуктов их переработки.

Рыхлая осадочная геологическая порода, на которой обычно формируется почва, представляет собой смесь минералов, обломков самых разных пород с небольшим участием органического вещества (до 0,3 %, в отдельных случаях 1 % от массы породы). Поселение биоты, в первую очередь растений, приводит к формированию слоя, обогащенного органическим веществом, и к формированию почвенной матрицы. Изоморфные замещения в кристаллической решетке минералов, выветривание обломков пород нарушают установившееся равновесие породы с факторами окружающей среды, и начинается процесс образования почвы. Он сопровождается процессом педолиза (разрушение и преобразование минералов и породы под воздействием почвы). На почвенных минералах формируется почвенная минеральная матрица. Она определяется изоморфными замещениями в кристаллических решетках минералов, появлением дислокаций в этих решетках, закреплением солей, оксидов на поверхности минералов. Таким образом, почвенная минеральная матрица – это поверхностный слой (поверхность) почвенных минералов. В то же время гумус образует органическую матрицу, которая особенно хорошо работает в органоген-



ных горизонтах (в дерновом, кустарничково-корневом, подстилочном горизонтах). Когда органическая матрица вступает во взаимодействие с минеральной, образуется органоминеральная почвенная матрица. Она наиболее широко распространена в верхних, гумусовых горизонтах почв. Матрица в зависимости от географических условий фиксирует разные количества гумуса.

Главная особенность матрицы – наличие разных по силе и сродству к разным катионам и анионам активных центров (кластеров, по Д.Л. Пинскому [1997]). Теоретически в почвах должны быть самые разные активные центры, как кислотные, так и основные. По данным В.В. Геммерлинга [1910], почвообразование из геологической породы начинается с подщелачивания субстрата. Лишь после образования основных центров начинают появляться кислотные, замещающие основные. Таким образом, появление в почвах матрицы приводит к новой организации субстрата – формируются кислотные центры. Почвенная матрица – основная арена взаимодействий, реакций в почвах. Селективность катионов к почве определяется разным характером активных центров. Почва становится неравновесной системой, и работа кислотных центров определяет динамику содержания веществ в течение года (по сезонам). Можно отметить, что благодаря почвенной матрице смесь минералов, которые составляли осадочную рыхлую породу, превращается в организованное тело с характерным изменением матрицы по горизонтам, формированием благодаря матрице почвенных педов, особенно четких в гор. А и В. Группы почвенных центров с аналогичными функциями можно считать кластерами, к которым также относятся кристаллы солей на поверхности минералов, оксиды и гидроксиды железа, фосфаты и т.п.

В почвах с появлением матрицы возникает еще одно новое явление: компартментация, разделение целого на отдельные «ящички», «купе». Создаются разные компартменты, специализирующиеся на разных веществах (нитраты, аммиачные соединения, разные катионы, фосфор и пр.). Именно компартменты позволяют идти индивидуальным реакциям, способствуют индивидуализации почвенной массы, превращению ее в одну из зональных почв. Только по энергетической неоднородности активных центров их можно разделить на пять групп. Возможно, большинство кластеров играют роль определенных компартментов и тем самым способствуют разделению почвенных реакций. Следствием работы одного из этих компартментов можно считать ортштейны, формирование которых само по себе дискретно. Осаждение гидроксидов железа на каолините – пример компартмента, так же как осаждение гуминовой кислоты и гумина на монтмориллоните. Одним из механизмов компартментации можно считать избирательность активных центров почвенной матрицы. Второй механизм – образование избирательных мембран около активных центров, проницаемых лишь для определенных химических веществ. Такими мембранами может быть

липидная фракция гумуса. Основу почвы, ее физическую сущность составляет горная порода. Различают материнскую и почвообразующую породу [Гагарина, 1993]. Материнская порода – геологическое образование, послужившее исходным материалом для элювия (продуктов разрушения), сформировавшегося на месте в результате выветривания изверженных или осадочных пород. Почвообразующая порода – материал, непосредственно включившийся в почвообразование. Так, большая часть черноземов образовалась из лесса, подстилаемого лессом. Дерново-подзолистые и подзолистые почвы Российского севера образовались на покровных и моренных суглинках, подстилаемых мореной, многие горные почвы образовались из привнесенного материала, подстилаемого плотной породой. В.В. Докучаев обозначал гумусовый горизонт почв литерой А, переходный горизонт – В, почвообразующую породу – С. Подстилающую породу по предложению С.А. Захарова стали обозначать литерой D. В случае когда почва захватывает несколько разных слоев почвообразующих пород, каждый слой нумеруется по порядку от поверхности почв и номер прибавляют к литере, обозначающей горизонт почвы. Особенно это относится к пойменным и вулканическим почвам.

## **2.4. Классификация горных пород**

Существуют разные классификации горных пород. Так, по генезису различают: изверженные, осадочные и метаморфические породы (бывшие осадочные породы, попавшие в условия высокого давления и больших температур, что привело к их перестройке). Некоторые исследователи [Самойлова, 1983] выделяют магматические и метаморфические породы (измененные при высокой температуре), рыхлые осадочные и метасоматические (измененные при низких температурах). Полнопрофильные почвы образуются на рыхлых породах (из рыхлых пород), поэтому для почвоведов важна классификация осадочных пород (табл. 2.5). Почвы наследуют многие свойства исходных осадочных пород, такие как гранулометрический, минеральный и валовой составы.

По физическому состоянию можно выделить плотные массивные породы, обломочные, или каменистые, пески, супеси, суглинки, глины, сланцы. Следует обратить внимание на то, что размер частиц минералов зависит в большой степени от происхождения породы.

Педосфера образуется в основном на осадочных породах. Поэтому ниже дается классификация этих горных пород.

Осадочные породы также различаются по гранулометрическому составу, который потом определяет гранулометрический состав почвы, разбивающейся из этой породы (табл. 2.6).

**Таблица 2.5.** Систематика осадочных пород (по: [Самойлова, 1983])

Обломочные, рыхлые, сцементированные	Коллоидно-осадочные	Хомогенные	Биохимические	Органогенные
Группы пород				Группа торфов:
Грубообломочных, размерами 10–200 мм	Глинистых	Сульфатных	Карбонатных	Сфагновый, гипсовый, осоковый, древесный
Щебень Брекчия Галечник Конгломераты	Глины: каолинитовая, монтмориллоновая, суглинки полимиктовые	Ангидрит, гипс	Известняк, доломит, мергель	
Крупнообломочных, размером 2–10 мм	Непластичных глин	Галоидных	Кремнистых	Ископаемых углей
Дресва Дресвяник Гравий	Боксит	Каменная соль Калийная соль	Диатомовые Трепел, опока яшма, кремнистый сланец	Бурый, каменный, антрацит
Среднеобломочных	Металлосодержащих			Группа каустоболитов
Алеврит Алевролитовая глина Аргиллит	Железняк Марганцевые			Горючие сланцы

**Таблица 2.6.** Классификация осадочных пород по гранулометрическому составу

Название породы по гранулометрическому составу	Содержание частиц с эффективным диаметром <0,01 мм, % от массы	Удельная поверхность почв, м <sup>2</sup> /г (по сорбированной воде)
Песок рыхлый	0–5	<20
Песок связанный	5–10	20–24
Супесь	10–20	25–45
Суглинок легкий	20–30	35–70
Суглинок средний	30–40	55–90

Окончание таблицы 2.6

Название породы по гранулометрическому составу	Содержание частиц с эффективным диаметром <0,01 мм, % от массы	Удельная поверхность почв, м <sup>2</sup> /г (по сорбированной воде)
Суглинок тяжелый	40–50	70–115
Глина легкая	50–65	90–120
Глина средняя	65–80	100–130
Глина тяжелая	>80	>120

Представление о возможных размерах матрицы дают данные породы по удельной поверхности разных гранулометрических фракций (табл. 2.7).

**Таблица 2.7.** Удельная поверхность гранулометрических фракций осадочных пород (по Либерот, см. [Карпачевский, 2005])

Гранулометрическая фракция	Средний эффективный диаметр, мм	Удельная поверхность, см <sup>2</sup> /см <sup>3</sup>	Количество частиц, шт/л
Средние камни	100	0,6	10 <sup>0</sup>
Мелкие камни (хрящ)	10	6	10 <sup>3</sup>
Крупный песок	1	60	10 <sup>6</sup>
Тонкий песок	0,1	600	10 <sup>9</sup>
Средняя пыль	0,01	6000	10 <sup>12</sup>
Ил	0,001	60000	10 <sup>15</sup>

Кроме размера гранулометрической фракции на величину матрицы влияет минералогический состав илистой фракции породы (табл. 2.8).

**Таблица 2.8.** Удельная поверхность и катионная емкость поглощения глинистых минералов

Минерал	Удельная поверхность, м <sup>2</sup> /100 г	Емкость, мг-экв/100 г	Число пластичности
Каолинит	11	2–10	5
Мусковит	12	11	–
Аттапульгит	20	18–22	60

Окончание таблицы 2.8

Минерал	Удельная поверхность, м <sup>2</sup> /100 г	Емкость, мг-экв/100 г	Число пластичности
Иллит	20–40	13–42	5–25
Нонтронит	40–70	57–64	–
Сапонит	60–100	69–81	–
Монтмориллонит	310	80–150	37–600
Биотит	15	3	–
Вермикулит	300–360	100–150	–

Породы также разделяют по их химическому составу (содержанию SiO<sub>2</sub> на абсолютно сухую массу, %): ультраосновные (SiO<sub>2</sub> содержится менее 45 %), основные (45–54 %), средние (55–65 %), кислые (>65 %) (табл. 2.2).

**Таблица 2.9.** Содержание катионов в разных типах пород

Породы	Содержание SiO <sub>2</sub> , %	Группы катионов
Ультраосновные	<45	Mg (Fe); Ca, Mg, Fe
Основные	45–54	Ca, Mg, Fe; Ca, Na, Mg (Fe, K)
Диориты, андезиты	55–65	Ca, Na, Mg (Fe, K)
Гранитоиды	> 65	Na, Ca, K (Mg, Fe); Na, K (Ca, Mg, Fe); K, Na

Химический состав пород зависит от их минералогического состава (см. табл. 2.9). Есть запрет на присутствие отдельных минералов в определенных породах. Например, в основных и ультраосновных породах (габбро, диабаз, дунит) не могут встречаться кварц, ортоклаз и микроклин, олигоклаз. Поэтому, если исследователь обнаружит в почвах на этих породах указанные минералы, то следует поставить вопрос о привносе этих минералов со стороны. Легко переносятся тальк, хлориты, другие глинистые минералы. Часто по оценке происхождения минерала, его температуре образования [Кринари, Ильина, 1995], записанной в свойствах минерала, можно определить источник происхождения минерала, а следовательно, историю. Источник минералов показывает также изотопный состав некоторых элементов, в частности кислорода. Такой подход позволил выявить привнос материала в горные почвы с подгорных равнин, а также из более

удаленных мест. Например, в горах Кореи и Китая прослеживаются минералы, принесенные из Центрально-азиатских пустынь.

**Таблица 2.10.** Породоопределяющие минералы некоторых осадочных и метаморфических пород

Господствующий минерал	Осадочные	Метаморфические
Кальцит ( $\text{CaCO}_3$ )	Известняк	Мрамор
Доломит ( $\text{CaCO}_3\text{MgCO}_3$ )	Доломит	Мрамор
Кварц	Песчаник	Кварцит
Глины	Сланец	Шифер
Смесь	Конгломерат	Гнейс

## 2.5. Горные породы и почвообразование

Химический и минералогический составы пород говорят нам, что можно ожидать от почв, образовавшихся из этих пород, если не будет дополнительного поступления материала. Так, почвы из основных пород богаты Ca, Mg, но бедны K. Кислые породы, наоборот, бедны Ca, но богаты K.

Минералогический и валовой состав почв может раскрыть нам их генезис, определить тип почвообразующей породы и особенности изменения ее при почвообразовании. Главными почвообразующими породами, безусловно, следует считать осадочные породы. В них содержатся первичные минералы, унаследованные от пород, послуживших источниками материала, вторичные минералы, образовавшиеся при выветривании пород, и вторичные минералы, образовавшиеся при почвообразовании. Осадочные и метаморфические породы также содержат характерные минералы.

Особо следует обратить внимание на карбонатные породы. Существует гипотеза, что мелкозем на плотных известняках, как и на других карбонатных породах, представляет собой нерастворимый осадок после растворения карбонатов. В обычных карбонатных породах этот осадок составляет 1–6 % от массы пород.

Более 90 % материала приходится на карбонаты Ca (в пересчете на оксид 30–55 %) и Mg (в том же пересчете 8–22 %). В гумидной зоне происходят растворение и вымывание карбонатов кальция и магния. Отмечено, что линия вскипания (вторичные карбонаты, новообразованные в почве) понижается на 30 см при увеличении выпадения осадков на 100 мм (на Рус-

ской и Великой Американской равнинах). За 11–13 тыс. лет в лесной зоне карбонатные вкрапления в морены были растворены в толще до 1 м. Но при этом растворение плотных карбонатных пород шло значительно медленнее, и известняки часто в лесной зоне подходят близко к поверхности почвы. Таковы выходы карбонатных пород в районе р. Пахры (Московская обл.), где плотные известняки отмечаются иногда на глубине 70–100 см от поверхности почв. В почву с листвой и хвоей поступала минеральная пыль. Поэтому относить состав почвы на карбонатах к химическому остатку после растворения карбонатов не корректно. Вполне возможно, а во многих случаях обязательно, участие минерального аллохтонного (чужеродного) субстрата в формировании почв на известняках.

Привнос аллохтонного силикатного материала происходил и при формировании залежи известняков. Поэтому нерастворимый остаток карбонатов близок по составу к силикатным осадочным породам и почвам.

Анализ распространения и строения почв показывает, что все почвы от примитивных до полнопрофильных образуются из рыхлых осадочных пород. В.Р. Вильямс в свое время выдвинул гипотезу формирования почв на плотных породах, считая, что лишайники образуют под собой рыхляк выветривания, рыхлые образования, на которых потом поселяются другие растения.

Однако прямые наблюдения не подтвердили этой гипотезы. В настоящее время накипные лишайники часто покрывают поверхность скал, гранитных глыб (Карелия), но почвы в этих экосистемах, даже мало мощные, не образуются. Растения могут разрушать поверхность плотных пород, но образующийся материал обязательно переоткладывается, формируя рыхлые породы. Затем на осадочных породах образуются почвы. Данные геологов показывают, что первые следы жизни на нашей планете приурочены к первым осадочным породам. Поэтому для понимания процессов почвообразования необходимо знать основные осадочные породы.

Классификационная схема осадочных пород позволяет различать свойства почвы, унаследованные от почвообразующей породы и сформировавшиеся на основе почвообразующей породы заново.

Из указанных осадочных пород далеко не все и не в одинаковой степени выступают как почвообразующие. Часть из них редко или практически никогда не были выявлены в природе как естественные почвообразующие породы для современных почв. Но как литологический компонент в виде слоев в полилитогенных почвах они встречаются достаточно часто. Обычные почвообразующие породы – обломочные, пески, суглинки, глины. По вычислениям ряда исследователей глинистые породы занимают от 53 до 80 % площади суши, занятой осадочными породами, песчаные – 11–22 %, карбонатные – 5–20 %. Е.В. Рухин [1958] предлагает следующее соотношение глинистых, песчаных и карбонатных пород: 50 – 30 – 20 %

(см. рис. 2.1). Одно из основных свойств почвообразующей породы – ее гранулометрический состав: распределение частиц по размерам. В старых отечественных работах его называют механическим составом. В работах западных почвоведов гранулометрический состав почв обозначают термином «текстура почв».

Слоистость осадочных пород создает ряд новых свойств у субстратов, меняя водопроницаемость и водоподъемную способность отложений. Поэтому тем важнее установить, чем определяется разнородность слоев, составляющих почвы: их генезисом, или неоднородность унаследована от осадочных пород.

Представляя собой современную кору выветривания, рыхлые почвообразующие породы – это или коренной элювий (продукты выветривания плотных пород, оставшиеся на месте) или переотложенная кора выветривания (осадочные отложения). Среди переотложенных осадочных пород различают аллювий (отложения рек), пролювий (выносы горных рек), делювий (смыв со склонов, отложенный у подножия склона), коллювий (рыхлый материал, просыпающийся и смывающийся в трещины), лимний (озерные отложения). К ним же относят эоловые отложения (перевеянные пески, лессы). Большую группу осадочных пород составляют моренные отложения и связанные с ними зандровые (песчаные) поля, покровные суглинки. Осадочные породы могут содержать самые разные минералы. Изверженные породы (магматические) содержат первичные минералы. В случае выветривания и метасоматоза образуются вторичные минералы, составляющие основу глин. Почвы наследуют первичные и вторичные минералы от почвообразующих пород, но в процессах почвообразования происходит изменение этих минералов.

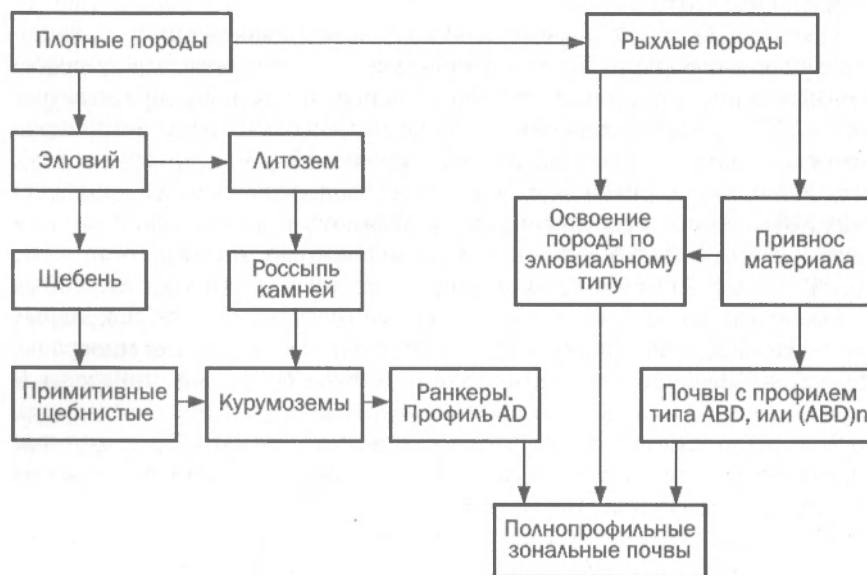
А.А. Роде [1984] предлагал выделять отдельно почвенные вторичные минералы. Таким минералом может быть почвенный хлорит [Соколова, 1985], оксиды и гидроксиды железа [Бабанин, 1986; Водяницкий, 1992, и др.]. Валовой состав минералов широко варьирует, и по этому показателю почв можно лишь предполагать наличие тех или иных минералов.

## **2.6. Схема преобразования породы в почву**

В итоге можно предложить следующую схему превращения горных пород в почву. Плотные породы, разрушаясь, образуют сначала щебнистый элювий, в котором при дальнейшем выветривании накапливается мелкозем и формируется примитивная щебнистая почва, эволюционирующая затем в зональную. Плотные породы могут рассыпаться на крупные глыбы и камни диаметром до 1 м и более. В этом случае между камнями скапливаются пыль, опад деревьев, формируется подстилка, на которой



поселяются растения. Последние скапливают около себя пыль, заполняя постепенно трещины. Сначала формируются курумоземы (камни, перекрытые подстилкой и другими органомгенными горизонтами: дерновым, кустарничково-корневым), а затем он эволюционирует (при приносе пыли) в ранкер (литозем) и уже потом в зональную почву. Литозем – почва непосредственно на плотной породе, где растения используют каждую трещину и углубление (схема 2.1).



**Схема 2.1.** Схема превращения породы в почву

На рыхлых переотложенных, осадочных породах почвы могут формироваться нормальным путем, постепенно осваивая толщу пород. Так формируются, очевидно, подзолистые почвы, дерново-карбонатные, часть бурых лесных почв. Для них характерен профиль ABC. В то же время часть почв формируются при поступлении материала сверху, нарастают кверху. В этом случае профиль почвы можно обозначить A-ABD1-ABD2 и т.д. Почва затем тоже превращается в зональную.

Формирование почв ускоряет выветривание подстилающих пород. Педолиз обусловлен тем, что мелкозем плотнее прилегает к камням и энергичнее с ними взаимодействует.

Итак, основными геологическими свойствами, наследуемыми почвами от пород, можно считать их гранулометрический и минералогический составы, которые определяют ряд экологических функций почв (проникновение корней в почвы, питание растений, водный режим и пр.).

## 2.7. Органическое вещество литосферы

В горных породах часто встречается органическое вещество. Это остатки былых биосфер (пласты углей, углистых сланцев и т.п.). Но в породах, особенно осадочных, много рассеянного органического вещества. Геологи его относят к керогенам.

Кероген [κηρός (керос) – воск; γενναίω (геннао) – рождаю] – в первоначальном значении органическое вещество горючих сланцев, генерирующее при сухой перегонке жидкий дистиллат (деготь). Термин предложен Крум-Броуном [Crum-Brown, 1912] в применении к шотландским горючим сланцам. Позднее распространился на органическое вещество горючих (сапропелевых) сланцев вообще; появилось выражение «керогеновые сланцы», как противопоставление углистым (гумусовым) сланцам. В настоящее время термин «кероген» используется для обозначения органического вещества горючих сланцев, а также сингенетичного и рассеянного органического вещества любого генетического типа. Это правильно, так как учитывает принципиальное подобие органического вещества рассеянной и концентрированной формы нахождения, а также трудность проведения границы между сапропелевыми и гумусовыми категориями для рассеянного органического вещества, представленного в большинстве случаев смешанными формами. Иногда в литературе (в частности, американской) термин «кероген» применяется не к органическому веществу, а лишь к его дебитуминизированной части. Этот аналитический вариант ограничения понятия керогена не целесообразен и вносит лишь путаницу в терминологию. Керогены – полимерные органические материалы, которые расположены в существующих породах, таких как нефтеносные сланцы, и являются одной из форм нетрадиционной нефти. Но они также составляют массу рассеянного в горных породах органического вещества. Они нерастворимы в обычных органических растворителях благодаря своей высокой молекулярной массе (более 1,000). Каждая молекула керогена является уникальной, поскольку она представляет собой случайное сочетание различных мономеров. Согласно теории появления органических нефтяных материалов остатки растений и морских организмов под воздействием высоких температур и давления преобразуются в первую очередь в кероген, затем в битум и, наконец, в нефть и газ.

На важную роль растворенных органических соединений обращает внимание и сам Н.М. Страхов: «Главную по массе часть современного органического вещества нашей планеты составляют растворы – его промежуточный продукт минерализации живого вещества, на втором месте стоит автотрофное живое вещество и далеко на третьем месте – гетеротрофная живая материя» [1960. Т. 2. С. 297]. Масса разных типов органического вещества составляет: автотрофного живого вещества (по В.А. Успенскому, цит. по [Глазовская, 2009])  $539,68 \cdot 10^9$  т, гетеротрофного –  $1,54 \cdot 10^9$  т, растворенного косного органического вещества (по В.А. Скопинцеву, цит. по [Глазовская, 2009]) – около  $1300 \cdot 10^9$  т. Такое содержание органического вещества в глубоких горизонтах почвы может не быть связанным с иллювиальными процессами и вообще с современным почвообразованием, а унаследовано в виде керогена от осадочной породы

---

---

## Глава 3. МАГНИТОСФЕРА ЗЕМЛИ

---

---

### 3.1. Магнитное поле планеты

Магнитосфера, или магнитное поле Земли, – это поле геоцентрического диполя с наклоном оси по отношению к оси вращения Земли  $11,5^\circ$ . Центр диполя смещен в Восточное полушарие от центра Земли на 430 км. Силовые линии магнитного поля «входят» в планету вблизи Северного географического полюса и «выходят» вблизи Южного. Там, где силовые линии «входят» в земной шар, располагается «Южный магнитный полюс». Следовательно, истинный Южный магнитный полюс находится вблизи Северного географического полюса. Историческая традиция использует обратное обозначение: Южный магнитный полюс для удобства договорились считать Северным (поскольку он у Северного географического полюса). Магнитное поле Земли – векторное. Положение вектора в пространстве и его напряженность характеризуют магнитное поле. Суммарный вектор  $T$  разлагается на горизонтальную  $H$  и вертикальную  $Z$  составляющие. Угол  $I$  между горизонтальной составляющей  $H$  и полным вектором  $T$  называется магнитным наклоением, а угол  $D$  между направлениями на магнитный и географический полюсы – магнитным склонением. На Северном магнитном полюсе наклонение равно  $+90^\circ$ , на Южном – соответственно  $90^\circ$ . На магнитном экваторе, не совпадающем с географическим, наклонение равно нулю. Напряженность современного магнитного поля составляет около 0,3 Гс на экваторе и 0,7 Гс в полярных районах. В геологическом прошлом величина напряженности могла колебаться, но максимум на порядок величин. Геомагнитное поле Земли за последние 2,0–2,5 млрд лет, что составляет более половины ее геологической истории, принципиально не изменялось. В XVII в. было обнаружено изменение магнитного склонения со временем. Вековые вариации, колебания всех элементов магнитного поля Земли сейчас достоверно установлены. Все магнитные материковые аномалии, все изогоны (линии равных магнитных склонений) медленно, со скоростью 22 км в год (0,2 % в год), смещаются в западном направлении (западный дрейф), что объясняется разной угловой скоростью относительного вращения ядра и мантии Земли. Вариации склонения мо-

гут составлять угол в несколько минут, а напряженности – около  $10^{-4}$  Гс. Однако в некоторые дни, в связи с изменением состояния ионосферы при изменении солнечной активности, они могут достигать 0,1 Гс. Такое состояние может длиться несколько дней и называется магнитной бурей.

### 3.2. Магнитные свойства литосферы

Магнитные свойства литосферы зависят от содержания и ориентировки минералов, составляющих горные породы. Все вещества делят на диамагнитные, парамагнитные и ферромагнитные. Первые характеризуются тем, что их атомы не имеют постоянных магнитных моментов и общий магнитный момент атома диамагнетика равен нулю. Атомы вторых уже обладают собственными магнитными моментами, а ферромагнетики характеризуются упорядоченным (параллельным) расположением магнитных моментов в атомах. Для ферромагнетиков существует уровень температуры, так называемая точка Кюри, выше которой упорядочение магнитных моментов не сохраняется, поэтому лавы вулканов обретают намагниченность только после их остывания ниже точки Кюри.

К ферромагнетикам относятся также ферримагнетики, атомы которых имеют разные по своему значению магнитные моменты. Ферромагнетики в горных породах – главные носители магнитных свойств. С учетом того, что зерна ферро- и ферримагнитных минералов составляют в горных породах незначительный процент, намагниченность пород очень слабая (обычно  $n \cdot 10^{-6}$  см/кг). Для всех гидроксидов Fe (магнетит, маггемит, ферроксигит) отмечается высокая магнитная восприимчивость (табл. 3.1).

В почвах магнитная восприимчивость резко снижается, но в гумусовых горизонтах она обычно выше, чем в более глубоких слоях. В гор. С и особенно в гор. D магнитная восприимчивость может существенно увеличиваться (табл. 3.2).

**Таблица 3.1.** Удельная магнитная восприимчивость основных почвенных минералов (по Л.А. Обыденовой, см. [Карпачевский, 2005])

Минерал	Класс магнетика	Удельная магнитная восприимчивость, $\times 10^{-6}$ , см/кг
Ортоклаз, кальцит	Диамагнетик	-0,48
Альбит	»	-0,50
Кварц	»	-0,58

Окончание таблицы 3.1

Минерал	Класс магнетика	Удельная магнитная восприимчивость, $\times 10^{-6}$ , см/кг
Карналлит	»	-0,75
Гипс	»	-1,25
Каолинит	»	-1,90
Доломит	Парамагнетик	1,10
Мусковит	»	1,2-11,3
Турмалин	»	2,7
Монтмориллонит	»	11,3-79,1
Гидрослюды	»	5,8
Фанат	»	13,8-116,8
Авгит	»	16,1-35,2
Роговая обманка	»	23,8-28,8
Эпидот	»	30,1
Биотит	»	28,8-100,4
Глауконит	»	41,4
Нонтронит	»	25
Магнетит	Ферромагнетик	50 000-3 120 000
Маггемит	»	41 000-3 120 000
Ферроксигит	»	3 064-34 540
Гетит	»	35-537
Гематит	»	100-135
Лепидокрокит	»	203-306
Ферригидрит	»	162-251

**Таблица 3.2.** Магнитная восприимчивость ( $n \cdot 10^{-6}$ , см/кг) разных почв

Почва	Генетические горизонты			
	A1 (Ad, T, At)	AE (AJB, Ag, G)	B (Bg, G)	C
Торфянисто-глеевая, тундра (Таймыр)	6	23	16	-
Дерново-глеевая, тундра (Таймыр)	31	22	25	30
Дерновая мерзлотно-таежная (Магадан)	35	32	6	-

Окончание таблицы 3.2

Почва	Генетические горизонты			
	A1 (Ad, T, At)	AЕ (AJB, Ag, G)	B (Bg, G)	C
Лугово-таежная (Вост. Забайкалье)	33	24	18	–
Дерново-таежная (Вост. Забайкалье)	113	19	15	–
Дерново-карбонатная (Эстония)	3	3	4	2
Дерново-подзолистые	12	7	10	17
Подзолисто-бурая (Калининград)	23	3	5	–
Бурая лесная, супесчаная (Калининград)	8	11	11	7
Вулканическая охристая (Камчатка)	683	308	1430	–
Серая лесная суглинистая (Пушино)	18	25	19	15
То же (Курск)	31	41	41	26
Типичный чернозем, степь (Курск)	54	33	10	9
То же (Курск, Дубрава)	50	20	14	8
Темно-каштановая (Аскания Нова)	53	41	32	18
Светло-каштановая (Волгоград)	41	36	16	14
Лугово-каштановая (Волгоград)	31	24	20	16
Солодь (Джаныбек)	15	9	10	10
Солонец (Волгоград)	40	48	35	12
Солончак (Сиваш)	35	32	25	17
Коричневая (Крым)	66	60	60	80
Краснозем (Чаква)	370	180	230	480
Черная слитая (Алазанская долина)	8	8	8	8
Ферраллитная типичная (Куба)	1027	1183	–	–

Примечание. Прочерк – нет данных.

### 3.3. Влияние магнитного поля на магнитные минералы

Любая горная порода, осадочная или магматическая, в момент своего образования приобретает намагниченность по направлению и по величине магнитного поля данного конкретного отрезка времени. Если это осадочная порода, то магнитные частицы, оседая на дно озера, моря или океана

или отлагаясь в поймах, конусах выноса в виде аэриальных отложений, ориентируются по силовым линиям геомагнитного поля, существующего в это время и в этом месте. Магматические горные породы, лавовые потоки, интрузивные массивы, застывающие либо на поверхности Земли, либо в земной коре на глубинах в километры, приобретают намагниченность после достижения ими точки Кюри, которая отличается для различных по составу магматических пород. Направление приобретенной намагниченности совпадает с направлением вектора напряженности магнитного поля данного времени в данной точке. В случае осадочных пород приобретенная намагниченность называется ориентационной, в случае изверженных – термоостаточной. Не вдаваясь в довольно сложные характеристики видов намагниченности горных пород и факторов, ее определяющих, подчеркнем ведущую для палеомагнитологии роль естественной остаточной намагниченности. Этот вид намагниченности, будучи однажды приобретенным породой, при благоприятных условиях сохраняется длительное время. Можно измерить остаточную намагниченность этой горной породы, а следовательно, установить направление силовых магнитных линий той эпохи, в которой данная горная порода сформировалась, и как следствие вычислить положение геомагнитного полюса и время формирования данной породы. Например, для Камчатки характерно постоянное выпадение пеплов (тефры), иногда катастрофическое, иногда постепенное. После включения в почвы эти отложения характеризуются определенными магнитными свойствами (табл. 3.3).

**Таблица 3.3.** Естественные магнитные характеристики пепловых и гумусовых горизонтов

№ и описание образца (глубина, см)	$I_n 10^{-3}$ , Гс	$D^\circ$	$I^\circ 10^{-3}$ , Гс	$h_{50}$ , Э	$h_{90}$ , Э	$\chi \cdot 10^{-6}$ , ед. СГСМ	$Q_n$	$S 10^{-6}$ , Irv 3Э 3600	$S_v$ , Э
Пепловые слои									
10-87, черный шлак (5-8)	68	330	72	50	650	181	0,74	16	7
12-87, белесый пепел (13-15)	150	355	76	80	900	262	1,12	18	9
14-87, белесый пепел (19-22)	169	355	68	50	400	462	0,72	18	3
16-87, белесый пепел (28-31)	60	326	70	55	800	328	0,36	9	6



Окончание таблицы 3.3

№ и описание образца (глубина, см)	$I_n 10^{-3}$ , Гс	$D^\circ$	$I^\circ 10^{-3}$ , Гс	$h_{50}$ , Э	$h_{90}$ , Э	$\% 10^{-6}$ , ед. СГСМ	$Q_n$	$S 10^{-6}$ , Irv 3Э 3600	$S_v$ , Э
18-87, желтый пепел (39-49)	117	337	74	70	500	178	1,29	15	7
19-87, свита пеплов (с 53)	100	334	65	40	500	352	0,56	38	6
Гумусовые горизонты									
11-87 (8-13)	85	357	65	35	300	247	0,68	39	4
13-87, погребенный (16-19)	151	8	60	35	300	265	1,12	42	4
15-87, погребенный (22-28)	234	350	68	50	400	400	1,14	45	8
17-87, погребенный (31-39)	223	27	67	150	700	700	0,87	46	16

Среднее значение склонения и наклонения современного геомагнитного поля Камчатки Н по намагниченности четверичного возраста базальтов и андезитов составляет  $354^\circ$  склонения и  $68^\circ$  наклонения. Среднее значение для склонения, полученное при специальных исследованиях почв Камчатки,  $D = 346^\circ$  (в пределах ошибки), а наклонение  $I = 69^\circ$ . Стабильность  $I_n$  пепловых слоев к переменному полю характеризовалась медианным полем ( $h_{50}$ ) 40–80 Э, а для гумусовых горизонтов 35–150 Э, и полем, разрушающим  $I_n$  на 90 %, соответственно 400–900 и 300–700 Э. Закономерного изменения этих характеристик с глубиной для пепловых слоев не наблюдается, а для гумусовых с глубиной значения характеристик стабильности возрастают. Фактор Кенисбергера  $Q_n$  для пеплов равен 0,36–1,29, для гумусовых горизонтов – 0,68–1,14. По постоянной магнитной вязкости  $S_v$  пеплы относятся к средневязким объектам. Для гумусовых горизонтов эта величина достоверно выше (39–46).

В табл. 3.4 приведены расчетные данные по возрастам слоев охристой почвы, полученные на основе результатов определения магнитных свойств почв. Из полученных данных видно, что верхний горизонт активного почвообразования не дает правильного возраста. В то же время остальная толща в какой-то мере соответствует радиоуглеродному датированию. Это связано с двумя типами выпадения тефры. Маркировочные пеплы – результат выпадения в данном месте материала катастрофического извержения, сопровождаемого взрывом и выносом больших масс

тефры. Быстро отлагаясь, он сразу целиком попадает в магнитное поле определенной направленности. Поэтому получаемые для этих пепловых слоев данные близки данным, полученным другими методами. Погребенные гумусовые горизонты свидетельствуют о периодах относительного покоя, когда в данную почву тефра поступает небольшими порциями.

**Таблица 3.4.** Возраст слоев охристой почвы вблизи пос. Козыревска, каменный березняк возле Козыревского совхоза по данным определения магнитных свойств почв

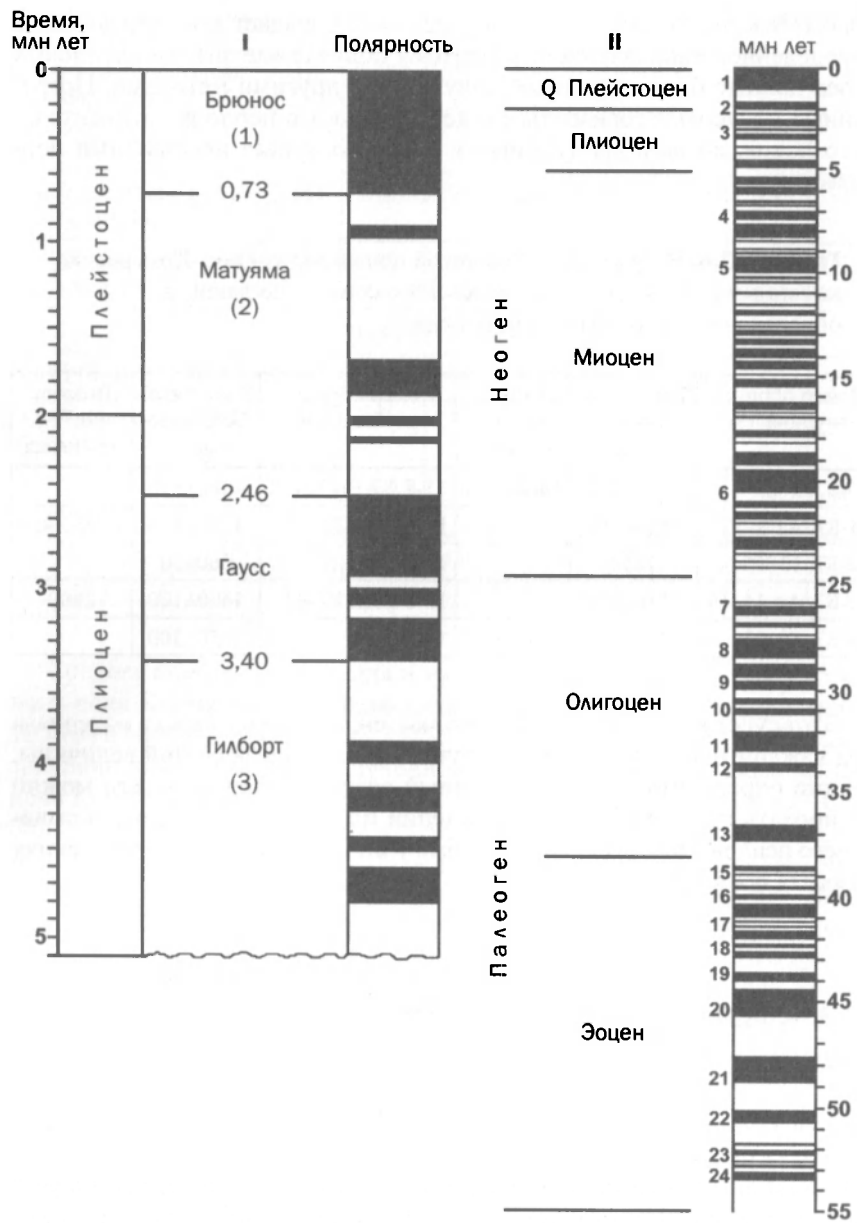
Номер образца, глубина, см	Расчетный год образования	Возраст по $^{14}\text{C}$ , лет назад	Номер образца, глубина, см	Расчетный год образования	Возраст по $^{14}\text{C}$ , лет назад
10-87, 5-8	2150±200	Менее 30	15-87, АВп 22-28	1280±170	
11-87, А1 8-13	1510±100		16-87, 28-31	1170±150	1300-1450
12-87, 13-15	1854		17-87, 31-39	560±30	
13-87, Ап 16-19	1510±100		18-87, Ап 39-49	1400±100	2000
14-87, 19-22	1480±150	1000	19-87, с 53	2550±300	

Этот субстрат по природе разновозрастен, а поскольку масса материала при каждом поступлении будет различаться, то, не зная этой величины, трудно определить средневзвешенный возраст отложения. Его можно датировать промежутком от выпадений подстилающего и перекрывающего пеплов. Этот вывод необходимо учитывать при всех определениях возраста почв.

### **3.4. Изменения магнитного поля Земли во времени**

Измерения магнитных свойств в массовом порядке в горных породах различного возраста и на разных континентах, а также при бурении глубоководных скважин в океанах дали возможность выявить историю и эволюцию геомагнитного поля Земли. В этом и заключается суть палеомагнитологии.

Временные интервалы преобладания какой-либо одной полярности получили название геомагнитных эпох, и части из них присвоены имена выдающихся геомагнитологов Брюнесса, Матуямы, Гаусса и Гильберта.



**Рис. 3.1.** Колонка слоев с инверсиями магнитного поля (закрашены черным)

В пределах эпох выделяются меньшие по длительности интервалы той или иной полярности, называемые геомагнитными эпизодами. Наиболее эффективно выявление интервалов прямой и обратной полярности геомагнитного поля было проведено для молодых в геологическом смысле лавовых потоков в Исландии, Эфиопии и других местах. Недостаток этих исследований заключается в том, что процесс излияния лав был прерывистым, поэтому вполне возможен пропуск какого-либо магнитного эпизода. Когда появилась возможность по отобраным породам одного возраста, но взятым на разных континентах, определять положение палеомагнитных полюсов интересующего нас временного интервала, то оказалось, что вычисленные осредненные полюсы, скажем, по верхнеюрским породам (170–144 млн лет) Северной Америки и такой же полюс по таким же породам Европы будут находиться в разных местах. Получалось как бы два Северных полюса, чего при дипольной системе быть не может. Для того чтобы Северный полюс был один, следовало изменить положение континентов на поверхности Земли. В нашем случае это означало сближение Европы и Северной Америки до совпадения их бровок шельфа, т.е. до глубин океана примерно 200 м. Иными словами, двигаются не полюсы, а континенты. Подобные операции сейчас проделаны многократно, и траектории кажущихся движений полюсов во времени построены для разных материков. Эти траектории не совпадают между собой и, чтобы добиться их совмещения, следует сдвинуть материк.

Восстановление взаимного расположения континентов в геологическом прошлом основано на палеомагнитных данных, и в наше время получены настолько убедительные подтверждения их перемещений, что вряд ли можно сомневаться в медленных, но постоянных движениях литосферных плит, несущих на себе материк. Следует учитывать, что, проводя палеомагнитные исследования, мы получаем два параметра: направление на полюс и широту, это и позволяет определить положение виртуального полюса данной эпохи. Долгота установлена быть не может. Применение палеомагнитного метода позволило осуществить детальные реконструкции раскрытия относительно молодых Атлантического, Индийского, Северного Ледовитого океанов и понять историю развития более древнего Тихого океана. Современное расположение континентов – результат раскола суперконтинента Пангея, начавшегося около 200 млн лет назад. Линейное магнитное поле океанов дает возможность определить скорость движения плит, а его рисунок дает наилучшую информацию для проведения геодинамического анализа. Благодаря палеомагнитным исследованиям установлено, что раскол Африки и Антарктиды произошел 160 млн лет назад. Наиболее древние аномалии с возрастом 170 млн лет (средняя юра) обнаружены по краям Атлантики у берегов Северной Америки и Африки. Это и есть время начала распада суперматерика. Южная Атлантика возникла 120–110 млн лет назад, а Северная – значительно

позже (80–65 млн лет назад) и т.д. Подобные примеры можно привести по любому из океанов и, как бы «читая» палеомагнитную летопись, реконструировать историю их развития и перемещение литосферных плит.

### **3.5. Гипотеза возникновения магнитного поля**

Сегодня нет единой точки зрения на механизм возникновения магнитного поля планет. Почти общепризнана гипотеза магнитного гидродинамо, основанная на признании существования токопроводящего жидкого внешнего ядра. Тепловая конвекция, т.е. перемешивание вещества во внешнем ядре, способствует образованию кольцевых электрических токов. Скорость перемещения вещества в верхней части жидкого ядра будет несколько меньше, а нижних слоев – больше относительно мантии в первом случае и твердого ядра – во втором. Подобные медленные течения вызывают формирование кольцеобразных (тороидальных) замкнутых по форме электрических полей, не выходящих за пределы ядра. Благодаря взаимодействию тороидальных электрических полей с конвективными течениями во внешнем ядре возникает суммарное магнитное поле дипольного характера, ось которого примерно совпадает с осью вращения Земли. Для «запуска» подобного процесса необходимо начальное, хотя бы очень слабое, магнитное поле, которое может генерироваться гиромангнитным эффектом, когда вращающееся тело намагничивается в направлении оси его вращения. Не последнюю роль играет и солнечный ветер – поток заряженных частиц, в основном протонов и электронов, идущих от Солнца. Для Земли солнечный ветер представляет собой поток заряженных частиц постоянного направления, а это не что иное, как электрический ток. Частицы образующие солнечный ветер, обладающие массой и зарядом, увлекаются верхними слоями атмосферы в сторону вращения Земли. В 1958 г. был открыт радиационный пояс Земли. Это огромная зона в космосе, охватывающая Землю в области экватора. В радиационном поясе основные носители зарядов – электроны. Их количество на 2–3 порядка превышает число других носителей зарядов. И таким образом, существует электрический ток, вызванный направленным круговым движением частиц солнечного ветра, увлекаемых круговым движением Земли, и порождающий электромагнитное «вихревое» поле. Следует отметить, что магнитный поток, вызванный током солнечного ветра, пронизывает и вращающийся вместе с Землей поток раскаленной лавы внутри нее. В результате этого взаимодействия в ней наводится электродвижущая сила, под действием которой течет ток, который так же создает магнитное поле. Реально магнитное поле Земли – результирующее поле от взаимодействия

тока ионосферы и тока лавы. Существующая картина магнитного поля Земли зависит не только от конфигурации токового слоя, но и от магнитных свойств земной коры, а также от относительного расположения магнитных аномалий.

### 3.6. Флуктуации магнитного поля

Достоверно установлено, что магнитное поле Земли реагирует на солнечную активность, однако, если связывать возникновение магнитного поля планет только с токовыми слоями в жидком ядре, взаимодействующими с солнечным ветром, то можно сделать заключение, что планеты солнечной системы, имеющие одинаковое направление вращения, должны иметь одинаковое направление магнитных полей, что не соответствует действительности.

Напряженность геомагнитного поля невелика, на поверхности Земли она изменяется от 0,3 Э на магнитном экваторе до 0,6 Э на магнитных полюсах, которые не совпадают с соответствующими географическими полюсами. Отклонение магнитных полюсов от географических в настоящее время достигает 2000–3000 км. Геомагнитное поле пронизывает все оболочки Земли: литосферу, гидросферу, атмосферу, биосферу, воздействует на живую и неживую природу, на все четыре царства природы: растительное, животное, минеральное и, конечно, человеческое. Магнитное поле Земли также оказывает существенное влияние на климат и погоду. Изменения его интенсивности могут привести к значительным колебаниям температуры, атмосферного давления и частоты выпадения осадков, а также к бурям, ураганам и другим стихийным бедствиям. Геомагнитное поле намагничивает все минералы и горные породы. Магнитную память о древнем геомагнитном поле сохраняют входящие в состав всех горных пород ферримагнитные минералы. Их естественная остаточная намагниченность появляется во время их образования и сохраняется полностью или частично до нашего времени. Оно также намагничивает почвы, оказывая заметное влияние на плодородие последних. Проведенные эксперименты показали, что подмагничивание почв в более сильных, чем земное, полях может ускорить рост растений. Этот любопытный факт прямой связи подмагничивания почв с их плодородием может иметь важное прикладное значение для сельского хозяйства.

Геомагнитное поле состоит из главного геомагнитного поля, источники которого находятся во внешнем электропроводящем ядре Земли, аномального, создаваемого намагниченными горными породами, и внешнего геомагнитных полей. Вклад главного геомагнитного поля составляет более 95 %. Общая теория геомагнетизма Гаусса делит главное геомагнитное

поле на дипольную и недипольную части. В первом приближении теории геомагнитное поле – поле диполя, наклоненного к оси вращения Земли на угол  $10-12^\circ$ . Аномальное поле составляет около 3 % геомагнитного поля, а внешнее, связанное с солнечно-земными взаимодействиями, – менее 1 %. Силовые линии и напряженность геомагнитного поля находятся в непрерывном изменении. Изменения (вариации) геомагнитного поля имеют периоды как в сотни и тысячи лет, так и от нескольких месяцев, до долей секунд. Кроме того, имеется тенденция смещения силовых линий геомагнитного поля на запад со скоростью  $0,2^\circ$  в год (так называемый западный дрейф). Длиннопериодные вариации с периодом от 60 до 1800 и более лет называются «вековыми», короткопериодные (с периодом менее одного года) очень различны как по своим периодам, так и по своей природе. Источники вековых вариаций, по современным представлениям, находятся в ядре Земли, источники короткопериодных – в верхних слоях атмосферы, в ионосфере и магнитосфере. Интенсивность короткопериодных вариаций зависит от активности солнечно-земных взаимодействий. На Земной поверхности существуют так называемые магнитные аномалии, напряженность которых существенно превышает среднее аномальное геомагнитное поле. Магнитные аномалии во многих случаях связаны с залежами полезных ископаемых. Таким образом, непосредственные измерения геомагнитного поля прямо связаны с поиском полезных ископаемых (включая алмазы) как на суше, так и на дне Мирового океана.

### **3.7. Магнитосфера и другие геосферы**

Согласно современным представлениям, геомагнитное поле образовалось приблизительно через 1 млрд лет после образования самой планеты Земля, возраст которой составляет около 4,5 млрд лет. В результате дифференциации вещества Земли возникли различные по физическим свойствам оболочки. Важен тот факт, что приблизительно к этому же времени (3,6 млрд лет назад) приурочено появление на планете жизни (биосферы), а перед этим, 3,8 млрд лет назад – осадочных пород. В результате Земля состоит из магнитосферы, газовой оболочки, гидросферы, биосферы, земной коры, мантии, внешнего жидкого электропроводящего металлического ядра и внутреннего твердого ядра.

Геомагнитное поле оказало влияние на эволюцию и свойства тела Земли, биосферу и человека. В последнее время было убедительно доказано, что у различных организмов – от бактерий до позвоночных – выявляются поведенческие реакции на изменения геомагнитного поля. Это свидетельствует о том, что геомагнитное поле воспринимается организмами

и является существенным компонентом их среды обитания. Все это в полной мере относится и к человеку. Нам известно, как люди реагируют на изменения магнитной активности, многие очень чувствительны к магнитным бурям. Поэтому магнитное поле Земли имеет огромное экологическое значение. Более того, оно делает возможной саму жизнь на Земле. Последнее связано с тем, что геомагнитное поле образует магнитосферу планеты, которая является природным барьером на пути солнечного ветра и космического излучения к ее поверхности. Радиационные зоны магнитосферы захватывают и удерживают частицы высоких энергий солнечного и космического излучений за пределами атмосферы Земли. Магнитосфера простирается на расстояние порядка десяти земных радиусов (радиус Земли составляет 6371 км) в направлении Солнца и на расстояние порядка 1000 земных радиусов в противоположном направлении. Солнечный ветер представляет собой постоянный поток плазмы, состоящей из высокоэнергетических протонов, электронов и небольшого количества ядер гелия, ионов кислорода, кремния, серы, железа и др., которые ежедневно с огромной скоростью приближаются к нашей планете. Скорости этих частиц у орбиты Земли достигают 350 и даже 700 км/с, что в тысячи раз больше скорости звуковых волн в сухом воздухе.

Итак, именно геомагнитное поле является одним из обязательных условий существования и развития жизни на Земле, защищая ее от разрушительного воздействия солнечного ветра и космических лучей. Более того, жизнь на Земле могла возникнуть только после дифференциации вещества Земли, возникновения ядра и соответственно геомагнитного поля. До появления геомагнитного поля поверхность Земли подвергалась непрерывному воздействию «стерилизующей» космической радиации, которая препятствовала началу биогенеза. После возникновения жизни она миллиарды лет развивалась в присутствии различных геомагнитных явлений: магнитных вариаций и пульсаций разных периодов, магнитных бурь, полярных сияний. Ко всем этим магнитным эффектам живые организмы приспосабливались и эволюционировали таким образом, чтобы использовать их для улучшения своего существования. Вспышки на солнце вызывают изменения интенсивности солнечного ветра, что, в свою очередь, является основной причиной возмущения геомагнитного поля и магнитосферы. Эти возмущения являются источником наиболее интенсивных геомагнитных сигналов на Земле – магнитных бурь и суббурь. Суббурей называется магнитная буря, имеющая локальный географический характер и меньший в сравнении с магнитной бурей «размах». Всем известно, что магнитные бури вызывают у многих людей плохое самочувствие, связанное с повышением или понижением давления, и другие побочные эффекты. Ученые установили, что в состав человеческой крови и лимфы входят ионы железа, а, как известно, железо обладает магнитным моментом и способностью намагничиваться в магнитном поле. Может



быть, именно поэтому человек так чувствителен к любому, даже самому незначительному изменению интенсивности геомагнитного поля.

Есть еще много загадок, связанных с геомагнитным полем. Некоторые исследования показали, что навигация птиц, пчел и других представителей фауны тесно связана с направлением геомагнитного поля. Следует обратить особое внимание на то, что прямые измерения геомагнитного поля в магнитных обсерваториях проводятся только на протяжении последних 400 лет. Полученных данных явно недостаточно для изучения вековых вариаций с периодами 600, 900, 1800 и более лет, а тем более для познания эволюции геомагнитного поля, которое существует около четырех миллиардов лет.

### **3.8. Магнитная история Земли**

При изучении большого числа разновозрастных горных пород и обобщении полученной таким образом палеомагнитной информации была создана так называемая магнито-хронологическая шкала инверсий, указывающая, в какие геологические эпохи направление древнего геомагнитного поля совпадало с современным, а когда оно было ему прямо противоположно. Палеомагнитные исследования показали, что изменяется не только интенсивность геомагнитного поля, но и его знак. То есть регулярно происходят инверсии (переполюсовки) магнитного поля Земли, при которых северный и южный магнитный полюса меняются местами. За последние 600 млн лет геологической истории инверсий насчитывается более тысячи. Инверсии магнитных полюсов – отличительная черта не только нашей планеты. На Солнце смены полярности магнитного поля происходят регулярно, каждые 11 лет. Инверсии магнитного поля Земли в среднем происходят с периодом около 1 млн лет, а продолжительность инверсии составляет в среднем 5000 лет.

Описанные выше палеомагнитные исследования привели также к созданию так называемой концепции тектоники литосферных плит, согласно которой восстановленное по палеомагнитным данным (наблюдаемое) движение магнитных полюсов Земли трактуется как движение в противоположную сторону соответствующих блоков земной коры (континентов, литосферных плит и т.п.) при неподвижных магнитных и географических полюсах. Согласно концепции вся литосфера Земли состоит из 10–12 крупных плит, которые перемещаются относительно друг друга со скоростью от одного до десяти сантиметров в год. При масштабном раздвижении литосферных плит возникают океаны, при сжатии – горные массивы. Концепция объясняет современную структуру материков как следствие раскола древнего праматерика Пангеи и раздвижения его отдельных час-

тей под действием силы вращения Земли. При раздвижении обломков Пангеи (современных материков) между ними образовались Атлантический, Индийский и другие океаны. Обнаружено, что на континентах слои с прямо и обратно намагниченными горными породами чередуются вглубь по вертикали, а на океанском дне такое чередование происходит по горизонтали, в обе стороны от срединных океанских хребтов. Так, если по одну сторону от океанского хребта есть обратно намагниченный слой горных пород, то по другую сторону океанского хребта есть такой же «слой-близнец», расположенный симметрично относительно хребта. Аналогична ситуация для прямо намагниченных слоев. Измерения показали, что по обе стороны срединного подводного хребта наблюдаются симметричные системы положительных и отрицательных геомагнитных аномалий, источниками которых и являются прямо и обратно намагниченные слои подводных пород.

Такую магнитную структуру дна Мирового океана в рамках тектоники плит можно объяснить, связав образование в центрах срединных хребтов новых горных пород в результате извержений магмы и движения ее в стороны от хребтов с инверсиями геомагнитного поля. На осях подводных срединно-океанских хребтов в результате извержений происходит образование новой океанской коры, которая симметрично растекается в стороны. Эта кора намагничивается в действующем в эпоху ее образования геомагнитном поле. Если после этого происходит инверсия геомагнитного поля, то следующий, образованный в результате нового извержения магмы, слой океанской коры будет намагничен противоположно предыдущему. Отсюда такая магнитная структура дна Мирового океана, которая может образоваться, если наряду с инверсией геомагнитного поля происходит и расширение (спрединг) дна Мирового океана. Однако следует отметить, что с точки зрения геомагнетизма концепцию тектоники литосферных плит нельзя считать окончательно научно обоснованной, так как все расчеты движения плит выполнялись при предположении, что магнитные полюсы Земли неподвижны и совпадают с географическими. Однако в настоящее время северный магнитный полюс смещен на 2000 км от географического, а южный магнитный – на 3000 км от южного географического. Кроме того, измерения показывают, что силовые линии магнитного поля непрерывно перемещаются по поверхности Земли, при этом изменяются и напряженность геомагнитного поля и положения магнитных полюсов. Во время инверсий геомагнитного поля, продолжительность которых составляет тысячи лет, напряженность магнитного поля близка к нулю.

Как было сказано выше, в отсутствие геомагнитного поля деструктивные высокоэнергетические частицы солнечного ветра смогут достигнуть поверхности Земли и уничтожить все живое. Конечно, в отсутствие магнитного поля частицы солнечного и космического излучений могут

частично тормозиться в верхних слоях атмосферы и при достижении поверхности Земли частично терять свои разрушающие свойства. Но тем не менее магнитный барьер в верхней атмосфере отсутствует. Инверсии геомагнитного поля, в процессе протекания которых могут произойти непредсказуемые изменения в живой и неживой природе на поверхности Земли, являются своеобразными революциями и могут оказывать огромное влияние на ход эволюции Земли. Значит ли это, что во время следующей инверсии геомагнитного поля на Земле исчезнет вся биосфера и прекратится всякая жизнь?.. Здесь следует упомянуть, что за время прямых измерений геомагнитного поля (последние 400 лет) ни одной инверсии мы пока не наблюдали. Все инверсии были восстановлены по косвенным признакам: измерениям магнитного сигнала древних горных пород. При этом предполагается, что магнитный сигнал остается неизменным в течение тысяч и миллионов лет со времени формирования и намагничивания горной породы в древнем геомагнитном поле и что он несет информацию о величине и направлении древнего геомагнитного поля соответствующей геологической эпохи. Эти предположения не всегда выполняются. Помимо прочего в некоторых случаях благодаря своим физико-химическим свойствам горная порода намагничивается в направлении, обратном направлению намагничивающего поля, т.е. прямо противоположно приложенному полю. Это необычное, но тем не менее реально встречающееся явление получило название «самообращения намагниченности». В связи с существованием феномена самообращения палеомагнитные данные, несущие информацию об обратном намагниченых горных породах и трактующиеся как инверсии геомагнитного поля, требуют более тщательной проверки.

### **3.9. Магнитное поле, человек и космос**

Геомагнитное поле «пронизывает» все сферы жизни человека. Стоит ли говорить, что вся современная морская и воздушная навигация осуществляется при использовании компаса, который, как известно, всегда ориентируется по направлению юг-север. Конечно, помимо компаса при навигации используются и геодезические измерения. А вот подводные лодки при движении ориентируются только по направлению геомагнитного поля. Данные измерений геомагнитного поля также широко используются в сейсмологии в качестве предвестников землетрясений.

Большинство планет Солнечной системы в той или иной степени обладают магнитными полями. По убыванию дипольного магнитного момента на первом месте Юпитер и Сатурн, а за ними следуют Земля, Меркурий и Марс, причем по отношению к магнитному моменту Земли

значение их моментов составляет 20 000, 500, 1, 3/5000 3/10000. Дипольный магнитный момент Земли на 1970 г. составлял  $7,98 \cdot 10^{25}$  Гс/см<sup>3</sup> (или  $8,3 \cdot 10^{23}$  А·м<sup>2</sup>), уменьшаясь за десятилетие на  $0,04 \cdot 10^{25}$  см·кг. Средняя напряженность поля на поверхности составляет около 0,5 Э ( $5 \cdot 10^{-3}$  Тл). По форме основное магнитное поле Земли до расстояний менее трех ее радиусов близко к полю эквивалентного магнитного диполя. Его центр смещен относительно центра Земли в направлении на 18° с.ш. и 147,8° в.д. Ось этого диполя наклонена к оси вращения Земли на 11,5°. На такой же угол геомагнитные полюсы отстоят от соответствующих географических полюсов. При этом южный геомагнитный полюс находится в Северном полушарии. В настоящее время он расположен недалеко от северного географического полюса Земли в Северной Гренландии. Его координаты 78,6 + 0,04° с.ш., 70,1° з.д. У северного магнитного полюса 75° ю.ш., 120,4° в.д. (в Антарктиде).

Реальные магнитные силовые линии магнитного поля Земли в среднем близки к силовым линиям этого диполя, отличаясь от них местными нерегулярностями, связанными с наличием намагниченных пород в коре. В результате вековых вариаций геомагнитный полюс прецессирует относительно географического полюса с периодом около 1200 лет. На больших расстояниях магнитное поле Земли несимметрично. Под действием исходящего от Солнца потока плазмы (солнечного ветра) магнитное поле Земли искажается и приобретает «шлейф» в направлении от Солнца, который простирается на сотни тысяч километров, выходя за орбиту Луны. Специальный раздел геофизики, изучающий происхождение и природу магнитного поля Земли, называется геомагнетизмом. Геомагнетизм рассматривает проблемы возникновения и эволюции основной постоянной составляющей геомагнитного поля, природу переменной составляющей (примерно 1 % от основного поля), а также структуру магнитосферы – самых верхних намагниченных плазменных слоев земной атмосферы, взаимодействующих с солнечным ветром и защищающих Землю от космического проникающего излучения.

Важной задачей является изучение закономерностей вариаций геомагнитного поля, поскольку они обусловлены внешними воздействиями, связанными, в первую очередь, с солнечной активностью. Наблюдаемые свойства магнитного поля Земли согласуются с представлением о его возникновении благодаря механизму гидромагнитного динамо. В этом процессе первоначальное магнитное поле усиливается в результате движений (обычно конвективных или турбулентных) электропроводящего вещества в жидком ядре планеты или в плазме звезды. При температуре вещества в несколько тысяч кельвинов его проводимость достаточно высока, чтобы конвективные движения, происходящие даже в слабо намагниченной среде, могли возбуждать изменяющиеся электрические токи, способные в соответствии с законами электромагнитной индукции, создавать новые

магнитные поля. Затухание этих полей либо создает тепловую энергию (по закону Джоуля), либо приводит к возникновению новых магнитных полей. В зависимости от характера движений эти поля могут либо ослаблять, либо усиливать исходные поля. Для усиления поля существует динамо-эффект – самовозбуждение и поддержание в стационарном состоянии магнитных полей вследствие движения проводящей жидкости или газовой плазмы. Его механизм подобен генерации электрического тока и магнитного поля в динамо-машине с самовозбуждением.

С динамо-эффектом связывают происхождение собственных магнитных полей Солнца, Земли и планет, а также их локальных полей, например полей пятен и активных областей. Собственное магнитное поле Земли (геомагнитное поле) можно разделить на следующие три основные части. Основное магнитное поле Земли, испытывающее медленные изменения во времени (вековые вариации) с периодами от 10 до 10 000 лет, сосредоточенными в интервалах 10–20, 60–100, 600–1200 и 8000 лет. Последний связан с изменением дипольного магнитного момента в 1,5–2 раза. Мировые аномалии – отклонения от эквивалентного диполя до 20 % напряженности отдельных областей с характерными размерами до 10 000 км. Эти аномальные поля испытывают вековые вариации, приводящие к их изменениям со временем в течение многих лет и столетий. Примеры аномалий: Бразильская, Канадская, Сибирская, Курская. В ходе вековых вариаций мировые аномалии смещаются, распадаются и возникают вновь. На низких широтах имеется западный дрейф по долготе со скоростью  $0,2^\circ$  в год. Магнитные поля локальных областей внешних оболочек протяженностью от нескольких до сотен километров. Они обусловлены намагниченностью горных пород в верхнем слое Земли, слагающих земную кору и расположенных близко к поверхности. Одна из наиболее мощных – Курская магнитная аномалия.

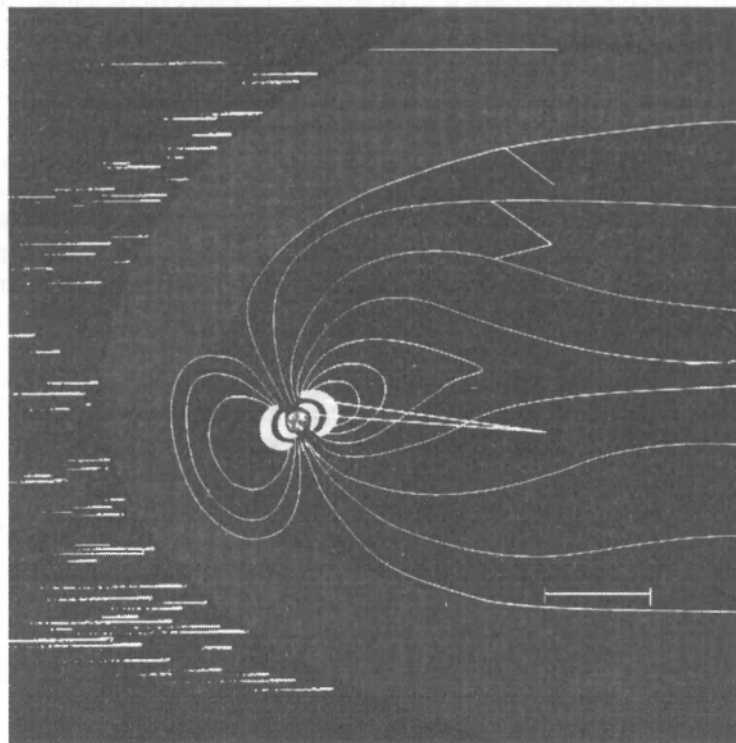
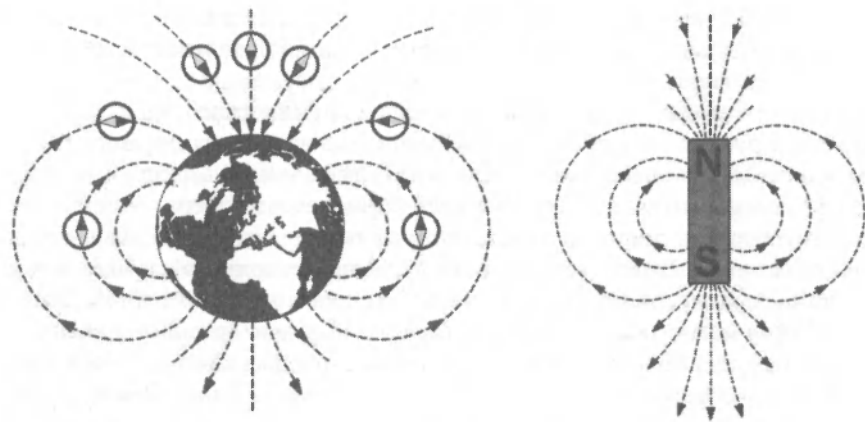
Переменное магнитное поле Земли (также называемое внешним) определяется источниками в виде токовых систем, находящимися за пределами земной поверхности и в ее атмосфере. Основными источниками таких полей и их изменений являются корпускулярные потоки намагниченной плазмы, приходящие от Солнца вместе с солнечным ветром и формирующие структуру и форму земной магнитосферы. Земное магнитное поле находится под воздействием потока намагниченной солнечной плазмы. В результате взаимодействия с полем Земли образуется внешняя граница околоземного магнитного поля, называемая магнитопаузой. Она ограничивает земную магнитосферу. Из-за воздействия солнечных корпускулярных потоков размеры и форма магнитосферы постоянно меняются, возникает переменное магнитное поле, определяемое внешними источниками. Его переменность обязана своим происхождением токовым системам, развивающимся на различных высотах от нижних слоев ионосферы до магнитопаузы. Изменения магнитного поля Земли во времени, вызванные

различными причинами, называются геомагнитными вариациями, которые различаются как по своей длительности, так и по локализации на Земле и в ее атмосфере.

Магнитосфера – область околоземного космического пространства, контролируемая магнитным полем Земли. Магнитосфера формируется в результате взаимодействия солнечного ветра с плазмой верхних слоев атмосферы и магнитным полем Земли. По форме магнитосфера представляет собой каверну и длинный хвост, которые повторяют форму магнитных силовых линий. Подсолнечная точка в среднем находится на расстоянии 10 земных радиусов, а хвост магнитосферы простирается за орбиту Луны. Топология магнитосферы определяется областями вторжения солнечной плазмы внутрь магнитосферы и характером токовых систем. Хвост магнитосферы образован силовыми линиями магнитного поля Земли, выходящими из полярных областей и вытянутыми под действием солнечного ветра на сотни земных радиусов от Солнца в ночную сторону Земли. В итоге плазма солнечного ветра и солнечных корпускулярных потоков как бы обтекает земную магнитосферу, придавая ей своеобразную хвостатую форму. В хвосте магнитосферы, на больших расстояниях от Земли напряженность магнитного поля Земли, а следовательно, и их защитные свойства, ослабевают, и некоторые частицы солнечной плазмы получают возможность проникнуть и попасть вовнутрь земной магнитосферы и магнитных ловушек радиационных поясов. Проникая в головную часть магнитосферы в область овалов полярных сияний под действием изменяющегося давления солнечного ветра и межпланетного поля, хвост служит местом формирования потоков высыпающихся частиц, вызывающих полярные сияния и авроральные токи.

Магнитосфера отделена от межпланетного пространства магнитопаузой. Вдоль магнитопаузы частицы корпускулярных потоков обтекают магнитосферу. Влияние солнечного ветра на земное магнитное поле иногда бывает очень сильным. Магнитопауза – внешняя граница магнитосферы Земли, на которой динамическое давление солнечного ветра уравновешивается давлением собственного магнитного поля. При типичных параметрах солнечного ветра подсолнечная точка удалена от центра Земли на 9–11 земных радиусов. В период магнитных возмущений на планете магнитопауза может заходить за геостационарную орбиту (6,6 радиусов Земли). При слабом солнечном ветре подсолнечная точка находится на расстоянии 15–20 радиусов Земли. Солнечный ветер – истечение плазмы солнечной короны в межпланетное пространство (рис. 3.2).

Вековые вариации геомагнитного поля (инверсии поля) и экскурсы (когда величина модуля геомагнитного поля значительно уменьшается относительно стабильного уровня) «управляют» временем появления периодов резкого потепления климата, а также этапами резких изменений хода биологической эволюции Земли и, в частности, эволюции человека.



**Рис. 3.2.** Распределение магнитного поля Земли и влияние на него солнечного ветра

В эти периоды, когда поле перестает выполнять защитные функции, в атмосферу Земли устремляется поток заряженных частиц, что приводит к резкому увеличению радиационного фона планеты. Повышенная радиация разрушает слой стратосферного аэрозоля, экранирующего Землю от солнечного излучения, что ведет к резкому потеплению и таянию ледников. Увеличение уровня радиации на Земле в периоды инверсий и экскурсов вызывает генетические мутации животного и растительного мира. Так, например, в момент инверсии Гаусс-Матуяма примерно 2,3 млн лет назад произошла генетическая мутация человекоподобной обезьяны. В результате возник новый вид (гомо эректус), особи которого подверглись нескольким импульсным радиационным воздействиям в периоды экскурсов и превратились в конечном счете в современного человека. Наиболее сильное воздействие радиации на предка человека имело место в период экскурсов Блейк и Ямайка (130–110 и 250–230 тыс. лет назад). Как было определено недавно, возраст прародительницы современного человечества – «африканской Евы» 230 тыс. лет, а возраст самой древней Y-хромосомы составляет 100 тыс. лет. Зарождение современного человечества, как известно, произошло в Африке. Этот факт находит простое объяснение в контексте принципиально новой модели генерации геомагнитного поля «горячей» Земли и теории дрейфа магнитных полей. Пока же магнитные полюсы Земли медленно приближаются к экватору, в результате чего магнитное поле слабеет и утрачивает свои защитные функции.

### **3.10. Магнитосфера, биосфера и атмосфера**

Некоторые ученые предполагают, что значительно осложнится жизнь животных, для многих из которых магнитное поле является естественным навигатором – именно благодаря ему, например, находят верный путь перелетные птицы и морские черепахи. Однако этим дело не ограничится – все обитатели планеты начнут меняться, поскольку губительное воздействие космических частиц приведет к увеличению числа мутаций. В данный момент наиболее уязвимая зона магнитного поля Земли находится в южной части Атлантического океана; за последние 150 лет поле ослабло там на 10 %. В последние же месяцы, как показывают исследования, именно в этой области стали происходить изменения, которые могут приблизить глобальную катастрофу. В течение последних 10–20 лет учеными получены новые данные по изменениям климата и эволюции животного мира и в значительной степени эволюции человека, происходившим на протяжении сотен тысяч и миллионов лет, предшествующих современному периоду. Полученные новые данные, как правило, находились в противоречии со старыми, привычными и устоявшимися догма-



ми. Повторяемость оледенений на Земле с примерной периодичностью в 100 тыс. лет стимулировала в свое время создание теории вариаций климата Миланковича, согласно которой климатические изменения на Земле являются откликом на вариации в ее орбите. Причина вариаций, происходящих с основными периодами 19, 23 и 41 тыс. лет, связана с возмущениями орбиты Земли за счет ее эксцентриситета (периоды 95, 136 и 413 тыс. лет), прецессии (19 и 23 тыс. лет) и наклона плоскости эклиптики. Из теории Миланковича следует, в частности, что изменения климата на Земле должны происходить в ее северном и южном полушариях – в противофазе. При изучении кернов льда, извлеченных в Антарктиде и Гренландии, показано практически полное совпадение данных по синхронному изменению климата в обоих полушариях. Имеется достаточно много других данных, противоречащих теории Миланковича [Большаков, 2001].

Экспурсы геомагнитного поля совпадают с периодами резкого потепления климата и исчезновения пылевой компоненты в антарктическом и гренландском льдах [Кузнецов, 2004; Большаков, 2004]. Радиационный фон на поверхности Земли в периоды оледенений был низким, и, по-видимому, не было причины для генетических мутаций. Эволюция биоты происходила крайне медленно. Но вот в ядре Земли происходит смена режима работы фазового перехода. С его изменением меняется полярность геомагнитного поля. Земля на некоторое время теряет свою защитную оболочку, радиация достигает ее поверхности, вызывая, с одной стороны, потепление климата и, с другой – повышение радиационного фона. Как следует из модели Кузнецова, потепление климата связано с разрушением пылевого аэрозольного стратосферного слоя, а проникновение ионизирующего излучения в атмосферу Земли может значительно (в сотню раз) увеличить ее радиационный фон.

В момент инверсии величина поля значительно уменьшается, но никогда не бывает равной нулю. Величина остаточного поля неравномерна по земной поверхности: она заметно выше в областях магнитных аномалий [Петрова, Сперантова, 1986]. Важный параметр – длительность инверсии (средняя скорость дрейфа магнитного полюса, так как длина его пути известна). Общепринято, что время обращения составляет в среднем от 1000 до 10 000 лет, хотя есть оценки и в сто тысяч лет. Однако периоды палеомагнитной шкалы современной положительной полярности поля (N) и периоды отрицательной полярности (R) прерываются короткими изменениями (экспурсами) магнитного поля. В течение хрона Брюнес были обнаружены экспурсы: Этруссия, Гетерборг, Моно Лайк и др. (табл. 3.5). В связи с этими гипотезами можно говорить о роли магнитосферы в колебаниях климата, в эволюции, возможно, в отложении осадочных пород. Ясно, что отмечается определенное совпадение во времени появлении основных геосфер: атмосферы, литосферы, гидросферы, магнитосферы, биосферы, педосферы.

**Таблица 3.5.** Инверсии и экскурсы  
[Petrova, Pospelova, 1990; McDougall et al, 1992]

Эпоха	Экскурсы: время (тыс. лет назад), название	№
Brunhes 0–780	–2.5, Etrussia	1
	–15–20, Gothenburg	2
	–25–30, Mono Lake	3
	–35–45, Laschamp	4
	–60–70, Kargopolovo	5
	–110–130, Blake	6
	–180–200, Biwa I	7
	–230–250, Jamaica	8
	–280–300, Biwa II	9
	–360–390, Biwa III	10
	–469, Emperor	11
	–550, Big Lost	12
Brunhes-Matuyama 780	–660, Delta	13
Matuyama	–931, Kamikatsara	14
	–990–1060, Jaramillo	15
	–1190–1215, Cobb Mountain	16
	–1370–1440, Ontong Java	17
	–1675, Gitsa	18
	–1780–1960, Olduvai	19
Matuyama-Gauss 2600	–2110–2270, Reunion	20
Gauss	–3020–3090, Kaena	21
Gauss-Gilbert 3570	–3210–3290, Mammoth	22
Gilbert	–3800, Cochiti	23
	–4200, Nunivak	24
	–4400, Sidufjall	25
Gilbert boundary, 5000	–4800, Thverta	26
Эпоха 5	–5100–5300	27
boundary, 6000	–5700–6000	28
Эпоха 6		
boundary, 7300	–7300	29

---

---

## Глава 4. БИОСФЕРА

---

---

Биосфера – оболочка Земли, населенная живыми организмами. В процессе эволюции на планете педосфера и часть литосферы, гидросферы и атмосферы заселились организмами и образовалась оболочка (или сфера), населенная живыми организмами – биосфера. Впервые это название было использовано еще Ж.Б. Ламарком. Термин «биосфера» (*греч.* биос – жизнь, сфера – шар) ввел в 1875 г. геолог Э. Зюсс, но распространение этого термина произошло благодаря развитию учения о биосфере академиком В.И. Вернадским (в конце 20-х гг. XX столетия). В.И. Вернадский, основоположник – биогеохимии, первым обратил внимание на роль живых организмов как мощного геологического фактора, установив участие живого вещества в преобразовании земной поверхности и в перераспределении элементов в земной коре.

### 4.1. Границы биосферы

Биосфера охватывает поверхность Земли, верхнюю часть литосферы, почти всю гидросферу, тропосферу и нижнюю часть стратосферы. Границы биосферы определяются наличием условий, необходимых для жизни различных организмов. Верхняя граница биосферы ограничена интенсивной концентрацией ультрафиолетовых лучей; нижняя – высокой температурой земных недр (свыше 100 °С). Крайних пределов биосферы достигают только бактерии (споры бактерии попадают на высоту 20 км, а анаэробные бактерии обнаруживаются на глубине свыше 3 км в водах месторождений нефти). Наибольшая концентрация жизни сосредоточена у поверхности суши и океана, у границ соприкосновения литосферы и атмосферы, гидросферы и атмосферы, гидросферы и литосферы, т.е. на границе фаз, в экотонных зонах. Живые организмы в сумме составляют живое вещество. В составе биосферы есть и неживое (косное) вещество, а также сложные по своей природе биокосные тела (в их состав входят как живые организмы, так и видоизмененное неживое вещество). В.И. Вернадский к биокосным телам относил почвы, илы, природные воды.

Существует другой, более широкий взгляд на биосферу как область распространения жизни на космическом теле. Но существование жизни на других космических объектах помимо Земли пока неизвестно, считается, что биосфера может распространяться на них в более скрытых областях, например в литосферных полостях, или в подледных океанах. Рассматривается возможность существования жизни в океане спутника Юпитера Европы. Таким образом, живые организмы могут существовать в тропосфере и нижних слоях стратосферы, а в гидросфере проникают на всю глубину Мирового океана – до 10–11 км, в литосфере – иногда до глубины 7,5 км.

## 4.2. Биомасса биосферы

Биомасса для всей планеты составляет  $3 \cdot 10^{12}$  т, при этом более 95 % этой величины приходится на долю растительных организмов и только 5 % – на долю животных.

В целом биомасса составляет лишь около 0,01 % массы всей биосферы, но ее роль на планете значительна. Основную часть биомассы растений составляют деревья, поэтому накопление ее на планете определяется распространением лесов на континентах. Наибольшая масса и максимальное разнообразие растений отмечаются во влажных тропических лесах. Разнообразие видов и масса животных зависят от растительной массы и также увеличиваются к экватору. В биосфере условно выделяют элементарные целостные единицы – биогеоценозы (БГЦ), совокупность популяций разных видов, обитающих в определенной местности. БГЦ объединяет сообщества растительных и животных организмов, населяющих участок биосферы с однородными условиями существования. Взаимные связи внутри БГЦ поддерживаются в процессе круговорота (цикла) веществ. Основное условие поддержания жизни в биосфере определяют живые организмы, осуществляя циклы неорганических и органических веществ (табл. 4.1–4.3).

**Таблица 4.1.** Биомасса организмов Земли,  $\cdot 10^{12}$  т и %  
[Войткевич и др., 1977]

Континенты			Океаны			Всего
Растения	Животные и микро-организмы	Итого	Растения	Животные и микро-организмы	Итого	
2,4	0,02	2,42	0,0002	0,003	0,0032	2,4232
99,2	0,8	100	6,3	93,7	100	100

**Таблица 4.2.** Нетто-продуктивность растительного покрова Земли  
(по Lieth, Whittaker, 1975, см. [Карпачевский, 2005])

Тип растительности (зона)	Площадь, км <sup>2</sup> · 10 <sup>6</sup>	Первичная нетто-продукция			Листовой индекс поверхности		Хлорофилл, г/м <sup>2</sup>
		1	2	3	4	5	
Суша	149		7,8	117,5		4,3	1,5
Тропические леса	17	10–35	22	37,4	6–16	8	3
Муссонные леса	7,5	10–25	16	12		5	2,5
Летнезеленые леса	7	6–25	12	8,4	3–12	5	2,0
Хвойные леса умеренной зоны	5	6–25	13	6,5	5–14	12	3,5
Бореальные леса	12	4–20	8	9,6	7–15	12	3
Саванны	15	2–20	9	13,5	1–5	4	1,6
Луга и степи	9	2–15	6	5,4		3,6	1,3
Тундры равнин и гор	8	0,1–4	1,4	1,1	0,5–2,5	2	0,5
Кустарничковые пустыни	18	0–2,5	0,9	1,6		1	0,5
Сухие пустыни, льды	24	0–0,1	0,03	0,07		0,05	0,02
Поля и плантации	14	1–40	6,5	9,1	4–12	4	1,5
Болота, марши	2	8–60	30	6		7	3
Внутренние водоемы	2	1–15	4	0,8			0,2
Океаны	361		15,5	55			0,05
Коралловые рифы и зоны прилива	0,6	5–40	25	1,6			2
Весь земной шар	510		3,36	172,5			0,48

*Примечание.* 1 – диапазон (т/год·га); 2 – средняя продуктивность, т/(год·га); 3 – общие запасы, 10<sup>8</sup> т; 4 – диапазон значений, м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>; 5 – самое частое значение, м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>.

**Таблица 4.3.** Показатели биологического круговорота в разных природных зонах (по Родину, Базилевич, 1965)

Показатели	Тундра		Лесная зона		Степи	
	Арктическая	Кустарничковая	Ельники	Дубравы	Луговые	Сухие
Биомасса, т/га	5	28	300	400	25	10
Доля подземных органов, %	70–83		22–24		68–85	
Опад, зеленые части, ц/га	3	9	30	40	80	15
Подстилка, ц/га	3	83	30	15	12	1
Войлок, ц/га	5	5	0	0	0	5
Подстилично-опадочный коэффициент (ПОК)	14	92	10	4	1,5	1

Основа существования биосферы – автотрофы, создающие органическое вещество из  $\text{CO}_2$  с помощью энергии Солнца (процесс фотосинтеза). Автотрофы включают в себя группу хемотрофов (серо- и железобактерий, живущих за счет химической энергии превращения соединений серы и железа). Гетеротрофы существуют за счет автотрофов. Они преобразуют и частично разрушают органическое вещество, созданное автотрофами, и перемещают его в почву. Деструкторы в почве разрушают органическое вещество до углекислого газа и частично накапливают его в почве в виде гумуса. Таким образом, выстраиваются трофические цепи: растение – животное – сапрофаги. Трофические цепи образуют трофическую сеть. При этом элементы, составляющие организмы, включаются в биогеохимические циклы по следующей модели: горная порода – почва и природные воды – растения и микроорганизмы – животные-сапрофаги – почва и природные воды – метаморфические горные породы.

### 4.3. Биогеохимические циклы в биосфере

Биогеохимические циклы – это циркуляция химических элементов абиотического происхождения, которые попадают из окружающей среды в организмы и из организмов в окружающую среду. В биосфере все время

совершаются круговороты воды и всех элементов, входящих в состав живых организмов. Процесс этот длится десятки миллионов лет. «На земной поверхности нет химической силы, более постоянно действующей, а поэтому и более могущественной по своим конечным последствиям, чем живые организмы, взятые в целом», – считал В.И. Вернадский. Неорганические элементы вносятся в ткани растений и животных в процессе их роста и развития и входят в состав органических веществ. После смерти организма эти элементы подвергаются сложным превращениям и затем снова попадают в новые организмы. К главным циклам относятся биохимические циклы углерода, азота, воды, фосфора и серы.

Циклы углерода и кислорода осуществляются в близко идущих процессах. При дыхании высвобождается углерод в виде  $\text{CO}_2$ , а в процессе фотосинтеза  $\text{CO}_2$  снова превращается в органические соединения. Всего за 7–8 лет живые организмы пропускают через себя весь углерод, содержащийся в атмосфере. В океане (в основном в составе фитопланктона)  $40 \cdot 10^{12}$  кг углерода в год фиксируется в процессе фотосинтеза в виде  $\text{CO}_2$ . Большая его часть потом высвобождается при дыхании. На суше фиксируется в год  $35 \cdot 10^{12}$  кг углерода при фотосинтезе в виде  $\text{CO}_2$ ;  $10 \cdot 10^{12}$  кг углерода выделяется при дыхании растений и животных;  $25 \cdot 10^{12}$  кг углерода выделяется при дыхании редуцентов;  $5 \cdot 10^{12}$  кг углерода в год высвобождается при сжигании ископаемого топлива. Этого количества вполне достаточно для постепенного повышения концентрации диоксида углерода в атмосфере и в океанах. Большая доля углерода содержится в осадочных породах. Последние годы поступление углерода в атмосферу вследствие деятельности человека резко возросло, что может привести к серьезным последствиям для биосферы.

Кругооборот азота имеет определенное своеобразие. Известно, что в атмосфере содержится 79 % азота, но сам азот как элемент очень инертен и поэтому редко встречается в связанном состоянии. Он входит в состав аминокислот и белков. В биологический круговорот азот атмосферы вовлекается в основном благодаря биологической фиксации микроорганизмами (азотфиксация). В атмосферу азот возвращается в результате денитрификации, которая осуществляется как при участии бактерий, так и в ходе химических реакций без участия организмов. Важно, что никакой другой элемент так не ограничивает ресурсы питательных веществ в экосистемах, как азот. Круговорот азота в большинстве сообществ замкнутый, лишь небольшие количества этого элемента выносятся из наземных сообществ со стоком (в масштабах биосферы реки выносят в океан около 30 млн т азота в год).

Земная кора содержит много серы, растения ее получают в основном в виде сульфатов. Сера – необходимый компонент почти всех белков. Животные восполняют потребности в сере, получая ее от растений. В годы интенсификации хозяйственной деятельности человека поступление серы

в атмосферу все время возрастает (в виде, например, оксидов серы – сернистого газа  $SO_2$ ). Растворяясь в воде, оксиды образуют кислоты. Имеет место выпадение кислотных дождей, приводящих к изменению экологической обстановки, часто с негативными последствиями.

Цикл фосфора менее сложен, поскольку его в газообразном состоянии нет. Миграция фосфора осуществляется за счет живых организмов, а значительная часть попадает в конечном счете в океан и откладывается в осадочных породах. Фосфор – сравнительно мало распространенный элемент и, подобно азоту и калию, часто бывает фактором, лимитирующим продуктивность экосистем. Фосфор – необходимый компонент нуклеиновых кислот, АТФ, белков и ряда жизненно важных органических веществ.

Кругооборот воды осуществляется в основном за счет энергии Солнца, но организмы оказывают на него свое регулирующее действие. Вода является источником водорода, в которой он химически связан с кислородом, а также донором водорода при фотосинтезе, а сама по себе вода является составной частью живых клеток. Роль ее заключается также в том, что она – важный климатический фактор и среда для водных организмов. Кругооборот воды называется гидрологическим циклом. В этом цикле вода может находиться в газообразном, жидком и твердом состояниях. С поверхности океанов испаряется больше воды, чем выпадает над океанами в виде осадков. «Лишняя» испарившаяся вода переносится в виде пара атмосферными потоками, выпадает в виде осадков над сушей и поступает снова в океаны с поверхностным речным стоком и через грунтовые воды.

Доступная для наземных животных вода составляет ничтожную часть от ее общего количества, всего около 0,01 %. Незначительная часть воды, проходящей через тела растений, разлагается при фотолизе на кислород, выделяемый в атмосферу, и водород, включаемый в состав органических веществ. Много больше воды растения расходуют на транспирацию (поглощают воду из почвы и испаряют в атмосферу). По расчетам И.И. Судницина на производство одной тонны биомассы расходуется до 1000 т воды.

#### **4.4. Энергия в биосфере**

Главнейшую роль в жизни на Земле играет непрерывно поступающий поток энергии Солнца:  $10,5 \cdot 10^{20}$  кДж/год ( $2,5 \cdot 10^{20}$  ккал/год); 42 % солнечной энергии отражается Землей в мировое пространство, 58 % поглощается атмосферой и почвой. Из этого количества Землей излучается более 20 %, а 10 % расходуется на испарение воды с поверхности Мирового океана. Падающая на Землю солнечная энергия аккумулируется зелеными растениями и поступает с ними в другие организмы. Зеленые растения образуют в год около 100 млрд т органического вещества, содержащего



около  $1800 \cdot 10^{15}$  кДж ( $450 \cdot 10^{15}$  ккал) энергии. Одновременно они поглощают около 170 млрд т  $\text{CO}_2$ , выделяют около 115 млрд т  $\text{O}_2$  и испаряют  $16 \cdot 10^{12}$  т воды (цифры примерные, так как разные расчеты дают различающиеся данные). Образование органических веществ за счет энергии Солнца – эндотермический процесс, а окисление – экзотермический процесс. Окисление органических веществ в процессах дыхания, брожения, гниения с выделением тепла,  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  имеет почти такие же масштабы, как и процесс фотосинтеза.

Солнечная энергия определяет масштабные климатические, геологические и биологические процессы. Под влиянием биосферы она преобразуется в различные формы энергии, вызывающие огромные по масштабам и скорости превращения, миграции и круговороты веществ, увеличение и распространение биомассы.

Человечество представляет собой часть биомассы биосферы и составляет около 400 млн т. Но оно производит всевозможной продукции (не считая пищи) до 1000 т на человека, или около 600 млрд т.

#### 4.5. Биосфера и человек

Если на заре своего становления человек полностью зависел от окружающей среды, то с развитием мозга он сам становится мощным фактором дальнейшей эволюции на Земле. Овладение человеком различными формами энергии – механической, электрической и атомной – способствовало значительному изменению земной коры и биогенной миграции атомов. В.И. Вернадский подчеркивал в своих трудах, что воздействие человека на остальную биосферу усилилось после появления науки, что человечество стало главнейшей силой, изменяющей процессы в биосфере. Один из глобальных результатов деятельности человечества – превращение цикла углерода. До человека часть углерода постоянно исключалась из цикла (каменный уголь, нефть, горючие сланцы). Человек стал возвращать эти исключенные, погребенные органические материалы прошлых геологических эпох в существующие современные циклы С, значительно интенсифицировав их, т.е. изменился сам цикл С под влиянием человека. Аналогичные изменения претерпевают циклы других элементов, входящих в список так называемых полезных ископаемых.

В настоящее время можно выделить биосферу и антропосферу. Последняя разделяется на техносферу и агросферу. Понятие о ноосфере (*греч.* ноос – разум, сфера – шар) впервые появилось в начале XX в. Ноосфера первоначально представлялась как своеобразная «мыслящая» оболочка Земли, которая, зародившись в конце третичного периода, разворачивается над растительным и животным миром – вне биосферы. Ноосфера, по

Вернадскому, – это биосфера, преобразованная трудом человека и измененная научной мыслью. В.И. Вернадский [2001] рассматривает переход от биосферы к ноосфере («сфере разума») как естественный процесс. Он писал: «...Все человечество, вместе взятое, представляет ничтожную массу вещества планеты. Мощь его связана не с его материей, но с его мозгом, с его разумом и направленным этим разумом его трудом. В геологической истории биосферы перед человеком открывается огромное будущее, если он поймет это, и не будет употреблять свой разум и свой труд на самоистребление... Человечество, взятое в целом, становится мощной геологической силой. И перед ним, перед его мыслью и трудом, становится вопрос о перестройке биосферы в интересах свободно мыслящего человечества как единого целого. Это новое состояние биосферы, к которому мы, не замечая этого, приближаемся, и есть «ноосфера».

Несколько иное содержание в ноосферу вкладывал де Шарден [1987]. Он прогнозировал возникновение нового мирового разума, очевидно уже не человеческого, точнее, не современного человека.

Человечество, осознав огромную ценность жизни, катастрофические последствия преобразования природы (создание каналов, водохранилищ, изменение русла рек, хищническое использование природных ресурсов, истребление лесов и т.п.), должно проникнуться пониманием экологических проблем и перейти к равноправному сотрудничеству с природой. Возникает необходимость создания высокопродуктивных экологических систем, поддерживаемых человеком, наряду с сохранением и поддержанием уже существующих. Необходимо вести борьбу с хищническим использованием природных ресурсов, загрязнением атмосферы, почвы и воды.

Охрана природы – совокупность международных, государственных и региональных мероприятий, направленных на поддержание природы в состоянии, соответствующем эволюционному уровню современной биосферы. Природоохранные мероприятия должны быть многоцелевыми и включать все возможные пути их реализации. На первый план выступают мероприятия по защите природной среды от различного рода загрязнений: устранение или снижение выбросов ядовитых газов промышленными предприятиями в атмосферу, спуска загрязненных сточных и коммунальных вод, загрязнения почвы и вод пестицидами, радиоактивными веществами, тяжелыми металлами, снижение шумов и т.д. Для сохранения флоры и фауны необходимо создание охраняемых территорий: заповедников – участков территории суши или акватории со всеми природными объектами, полностью исключенных из всех видов хозяйственного использования (на территории бывшего СССР было более 150 заповедников); заказников – участков территории суши или акватории, где одновременно запрещается использование отдельных видов природных ресурсов; национальных парков – территорий, исключенных из промышленной и сельскохозяйственной эксплуатации с целью сохранения природных

комплексов, имеющих особую экологическую, историческую и эстетическую ценность и используемых для отдыха. Система природоохранных мероприятий включает в себя введение постоянного контроля за видовым составом и численностью флоры и фауны с публикацией данных о редких и исчезающих видах растений и животных в специальной литературе (составление, например, Красной книги). В 1983 г. в СССР была выпущена Красная книга, в которую внесено 94 вида и подвида млекопитающих, 80 видов птиц, 9 видов земноводных, 37 видов пресмыкающихся, 9 видов рыб, 250 видов беспозвоночных, 681 вид высших растений, 29 видов лишайников, 26 видов грибов. Международный союз охраны природы (МСОП) издал 5 томов Красной книги, в которые внесено 1182 вида животных и 20 тыс. видов растений, находящихся на грани исчезновения или требующих охраны.

Распространение и усвоение биологических знаний не только повлияет на охрану природы, но и станет необходимой основой правильного природопользования. Биологические знания позволят каждому человеку разумно относиться к природе и понять свое место и значимость в природе, а по возможности – принять участие и в воспроизводстве природных богатств.

Всюду, где сформирована почва, где можно выделить педосферу, с ней сопряжена биосфера. Биосфера не замыкается на педосферу. Она включает в себя и гидросферу. Поэтому, Н.В. Дылис [1968] предложил разделить естественную биосферу на биогеосферу и биогидросферу.

## 4.6. Биогеосфера

Необходимость почв для растений была осознана на заре человеческой деятельности. Однако проведенный в 1629 г. фламандцем Ван Гельмонтом опыт несколько изменил взгляды на питание растений. Он посадил в кадку, наполненную 100 кг почвы, ветку ивы. Через пять лет он взвесил почву и растение и установил, что почва потеряла 70 г, а масса растения увеличилась с двух до 60 кг. Отсюда Ван Гельмонт сделал вывод, что растение питается водой. В 1699 г. англичанин Вудсворт уточнил выводы Ван Гельмонта, показав, что масса мяты, выращенной на дождевой воде, достигает за 77 дней 17 гран, а выращенная на водопроводной воде Гайдпарка – 139 гран. С прибавкой же к воде почвы урожай достиг 284 гран (1 гран = 64,8 мг).

В конце XVIII – начале XX в. работами англичан Пристли и Шееле, голландца Интенгауза, швейцарца Соссюры было установлено, что растение на свету усваивает из воздуха углекислый газ, используя его на синтез органического вещества. Открытие фотосинтеза заложило первый камень в основание теории биосферы. Было выявлено, что зеленые рас-

тения «улучшают» воздух, делая его пригодным для дыхания животных, выделяя кислород и поглощая выделяемый животными углекислый газ.

Однако 70 г, потерянные почвой в опыте Ван Гельмонта, надолго ускользнули от внимания ученых. Лишь в начале XIX в. Ж. Буссенго открыл, что растениям необходим азот и что азот растения берут из почвы. Таким образом, была подтверждена давно замеченная земледельцами связь между урожаем растений и содержанием гумуса в почве (азот в почве в основном связан с органическим веществом), что послужило основанием для теории немецкого ученого А. Тэера о гумусовом питании растений. Поэтому А. Тэер предложил перестроить систему земледелия так, чтобы содержание гумуса поддерживалось на высоком уровне. Для этого Тэер предложил ввести плодосмен в практику сельского хозяйства, что заметно увеличило урожай в Европе. Ж. Буссенго подтвердил, что клеверное поле накапливает в почве азот и этим повышает урожай последующих культур. Все эти данные сумел обобщить немецкий ученый Ю. Либих, создавший теорию минерального питания растений. Была окончательно установлена связь почв и растений

## 4.7. Биосфера и экосистемы

Биосфера состоит из экосистем. Экосистема – понятие, введенное Тенсли [Tensley, 1935]. В современном понимании она включает в себя живой организм и среду его обитания. Экосистемы могут быть разными по уровню организации, размерам, составу. Можно выделить следующие типы экосистем низшего уровня организации.

1. *Биогенные (организменные) экосистемы* состоят из организатора системы, живого организма и среды его обитания тоже живого организма. Например, гельминты в теле животного, микроорганизмы на листьях растений, бактериофаг в теле микроорганизма (табл. 4.4). Возможны следующие варианты таких экосистем: растение на растении, животное на животном, микроорганизмы на микроорганизмах, на животных, растениях, животные на растениях. Время жизни (существования) этих экосистем от нескольких секунд до столетий.

2. *Органогенные экосистемы* – живой организм обитает на мертвом органическом веществе (сапрофиты, сапрофаги). К ним можно отнести, например, личинки жуков-могильщиков в теле мертвого крота, личинки мух в экскрементах животных, грибы на перегное, подстилке, дрожжи в виноградном соке, возобновление ели и лиственницы на валеже и др. Организаторами этих экосистем могут быть животные, растения, грибы, микроорганизмы. Продолжительность жизни этих экосистем от нескольких дней до столетий.

**Таблица 4.4.** Систематика естественных экосистем

Простые экосистемы		
Биогенные (организменные)	Органогенные	Биокосные
Фито/зоо*, фито зоо/зоо, фито микро/зоо, фито, микро	Фито/фито, зоо зоо/фито, зоо микро/фито, зоо, микро	Фито, зоо, микро/ твердые, жидкие, газообразные среды
Сложные экосистемы		
Биогенные (организменные)	Органогенные	Биокосные
Биокосные более высокого уровня (парцеллы, предельные структурные элементы ландшафта)		
Биогеоценозы (БГЦ)		
Группы биогеоценозов		
Биосфера		

\* В числителе – организатор экосистемы, в знаменателе – среда обитания организатора.

3. *Биокосные экосистемы* – живые организмы, обитающие в субстратах, образованных из неорганических веществ: горных пород, воды, воздуха. Продолжительность жизни этих систем от минут (микроорганизм в почве) до тысячелетий (баобаб в Африке, секвойя в Калифорнии, фиштак в Крыму).

Экосистемы могут формироваться на твердых субстратах, водных и газообразных. Эту идею первым высказал казанский почвовед Р.В. Риположенский [1896].

Почвоведы имеют дело с экосистемами на твердых субстратах, такими как индивидуальное растение на минеральном субстрате, микроорганизм на поверхности почвенной частицы, дождевой червь в почве и др.

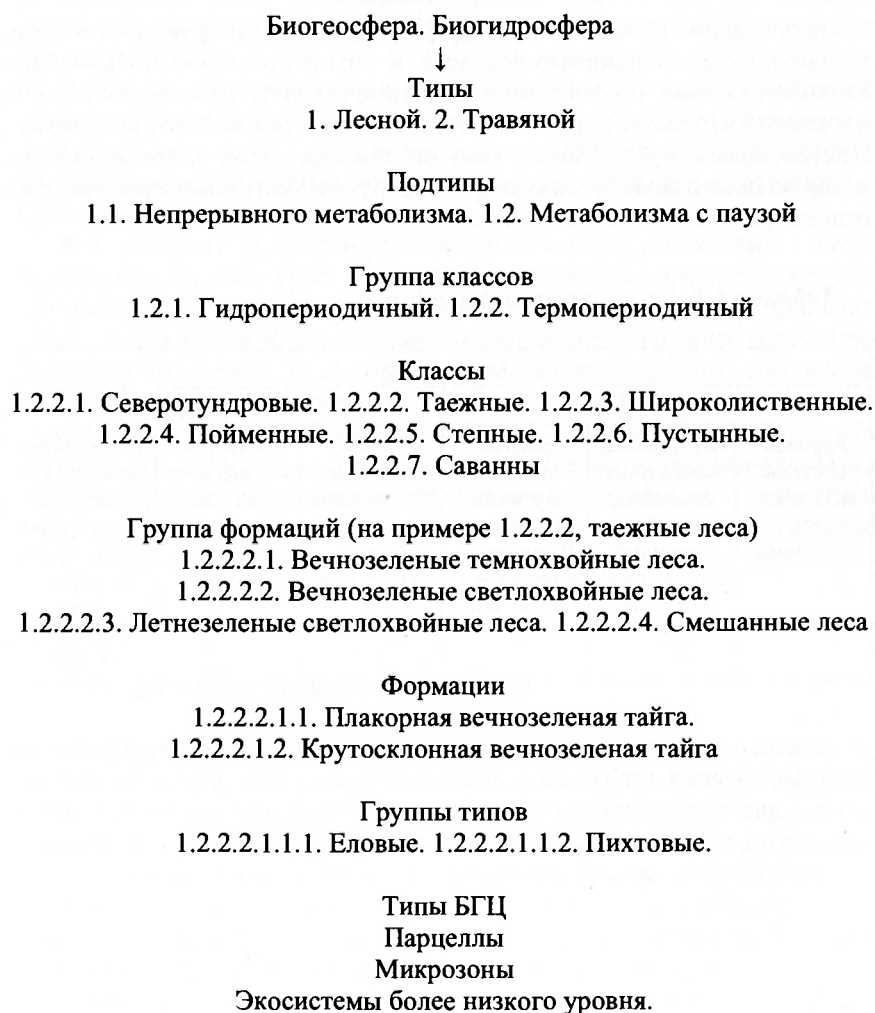
Но экосистемы формируются в лужах, прудах, реках, морях, всюду, где в воде есть организмы (микробы, растения, животные).

Есть и воздушные экосистемы, например поденка в воздухе: это насекомое живет один день и всю свою жизнь в основном находится в воздухе. Парящие в небе орел или коршун – тоже воздушные экосистемы.

К биокосным системам относят и биогеоценоз (БГЦ).

В биосфере, представляющей собою экосистему самого высокого уровня, выделяют отдельные экосистемы, которые группируются в более сложные экосистемы. Особое место в этой схеме занимает биогеоценоз (БГЦ).

**Схема 4.1.** Уровни организации биосферы



Понятие о БГЦ было разработано академиком В.Н. Сукачевым [1964]. БГЦ представляет собой сложную биокосную экосистему, состоящую из множества экосистем всех видов и разного уровня организации, выделяющуюся по сопряженному в своей организации биокосному субстрату. Реально наземные биогеоценозы определяют по фитоценозу. Биогеоценоз, как определили Н.В. Дылис и Е.М. Лавренко, – это экосистема в границах фитоценоза [Дылис, 1968].

## 4.8. Биосфера и антропосфера

За последние 10 тыс. лет в биосфере возникла новая группа экосистем, связанных с деятельностью человека. К ним относятся не только сельскохозяйственные поля и пастбища. Новые экосистемы включают в себя поселения человека, дороги со всеми сопутствующими им явлениями. Целесообразно представить схему организации этой части биосферы, которую можно выделить как антропосферу, т.е. часть биосферы, занятую, освоенную человеком (табл. 4.5).

**Таблица 4.5.** Экосистемы антропосферы

Антропосфера					
Агросфера			Техносфера		
Агроэкосистемы Агроценозы, пастбища	Нарушенные экосистемы, сенокосы, вырубки, частично нарушенные, естественные	Визко-системы Артоэкосистемы, Вторичные, нарушенные, естественные	Урбоэкосистемы Урбоценозы, Артоценозы, Парки, лесопарки	Индустриальные артоценозы (защитные). Вторичные ценозы	Селитебные экосистемы Ценозы малых городов и поселений сельского типа. Агро-, артоценозы

Конечно, такое деление условно, так как человек в современных условиях фактически влияет на всю биосферу. В антропосфере можно выделить две структуры: агросфера и техносфера. В агросфере главным элементом можно считать агроэкосистему. Агроэкосистема включает поля с принятым севооборотом, все постройки, связанные с сельскохозяйственной деятельностью, систему реализации продукции, способы возделывания почвы, агротехнику, удобрения и т.п. Важный компонент агроэкосистемы агроценоз – угодие, занятое определенной сельскохозяйственной культурой: сад, виноградник, пшеничное поле, травосмеси и т.п. Особым агроценозом можно считать пастбища, как правило, представляющие собой бывший естественный ценоз, резко измененный пастьбой скота. Культурные пастбища обычно поддерживаются тем, что на них периодически высевают необходимые травы и строго регламентируют пастьбу. Агросфера включают также сенокосы, естественные травяные экосистемы. Они изменены постоянным выкашиванием трав, и состав видов растений на них в значительной мере определяется сроками кошения. В агросферу входят также вырубки и другие, частично нарушенные экосистемы, такие как вторичные леса, присельские рощи, участки естест-

венных лесов, в которых пасется скот, и пр. Для агросферы характерны артоценозы, искусственно созданные ценозы, защитные лесные и кустарниковые насаждения, цветники, посадки разных видов растений, включая интродуцентов.

Особую группу экосистем агросферы составляют участки, примыкающие к сельским дорогам. На этих участках или образуются совершенно новые виаэкосистемы (от *лат.* виа – путь), или сохраняются частично нарушенные естественные экосистемы. Часто вдоль дорог создают искусственные артоэкосистемы (от *лат.* арто – искусство).

В техносфере формируются совершенно иные экосистемы – урбоэкосистемы (от *лат.* урбо – город), число которых определяется типом застройки, искусственными насаждениями, лесопарками, парками, скверами и бульварами. Часть лесопарков сохраняют некоторые черты естественных экосистем. Если в них прекращается рекреация, они быстро восстанавливают свой естественный габитус. Дороги в техносфере обычно отличаются от дорог в агросфере. Они, как правило, бетонированные и асфальтированные, часто строятся на подушке, возле них возможны выемки, которые заболачиваются. Но система виаценозов около них та же: новые экосистемы, возникшие при естественном зарастании нарушенных участков, нарушенные природные экосистемы, артоэкосистемы.

#### 4.9. Биосфера и суть жизни

Следует также отметить, что биосфера, возникнув 3,8–3,5 млрд лет назад, привела к эволюции живых организмов. Они могут эволюционировать только в экосистеме. Мало того, по Г.А. Заварзину [1983, 1999], существование одиночного организма просто невозможно. Питание, удаление отходов – процесс биоценотический и может совершаться как регулярный акт только в сообществе организмов.

Все процессы, протекающие в живых организмах, – следствие сложнейшего комплекса множества взаимозависимых химических реакций. Обязательны для существования любого организма следующие процессы:

- репликация (процесс копирования генетической информации),
- трансляция (реализация информации, т.е. синтез различных белков, структура которых определяется структурой их генов).

В этих процессах принимают участие белки, нуклеиновые кислоты и разнообразные другие факторы. Нуклеиновые кислоты подразделяются на рибо- (РНК) и дезоксирибонуклеиновые (ДНК). Они состоят из различных мономерных звеньев – нуклеозидов – и бывают различной длины: от нескольких десятков (транспортная РНК) до миллионов нуклеозидов. Нуклеозиды состоят из связанных друг с другом N-гликозидной связью



остатка циклической формы углевода (рибозы в РНК и дезоксирибозы в ДНК) и одного из пяти гетероциклических оснований. Из этих оснований в состав ДНК входят аденин, гуанин, цитозин и тимин, а в составе РНК тимин заменен на урацил. Между собой нуклеозиды соединяются фосфодиэфирными связями через остатки фосфорной кислоты. В результате получаются устойчивые в обычных условиях макромолекулы. Природные нуклеотиды в составе нуклеиновых кислот – оптически активные соединения, это D-изомеры, т.е. они закручивают угол поляризации плоскополяризованного света вправо. Цепи ДНК могут взаимодействовать между собой, образуя знаменитую двойную спираль, в то время как цепи РНК более склонны к взаимодействиям сами внутри себя с получением «шпилек», петель, крестов и т.д. Все эти взаимодействия как между цепями, так и внутри одной цепи нуклеиновых кислот (НК) обусловлены специфическим образованием водородных связей между различными гетероциклическими основаниями. В образовании водородных связей участвуют атомы водорода групп-доноров водородной связи и атомы групп-акцепторов, несущие свободную электронную пару. Энергия этой нековалентной связи очень мала, т.е. связь является слабой, но поскольку их образуется очень много, структура НК в целом достаточно устойчива.

Существуют наиболее устойчивые сочетания попарно взаимодействующих оснований «пуриновое – пиримидиновое», аденин связывается с тиминном или урацилом, а гуанин с цитозином. Такие пары называются каноническими и наиболее часто встречаются в природе (особенно для ДНК). В современной живой природе именно ДНК несет на себе функцию хранения генетической информации организма. Совокупность всех молекул ДНК образует геном организма. Возможно, это связано с тем, что молекулы ДНК химически более устойчивы и конформационно менее подвижны, чем молекулы РНК. РНК участвует в процессе реализации генетической информации, кроме того, РНК обладает выраженной ферментативной активностью, т.е. способностью ускорять и направлять биохимические реакции. Однако можно предположить, что молекулы ДНК стали хранилищем генетической информации в процессе эволюции, а на ранних этапах появления и развития жизни геном формировался из более подвижных и активных молекул РНК. РНК-геномы существуют и в современном мире, но только у таких «полуживых» существ, как вирусы. Белки в клетках выполняют самые разнообразные функции: транспортные, структурообразующие, защитные, двигательные, запасные и каталитические. Белки, также как и НК, состоят из мономерных звеньев – аминокислот (АК). В природе в составе белков встречается 21 аминокислота, при этом все они обычно являются левовращающими (L-изомеры), т.е. закручивают угол поляризации плоскополяризованного света влево при прохождении им раствора АК. В почвах L-аминокислоты со временем превращаются в D-формы.

Белки синтезируются в процессе трансляции с помощью рибосом, очень сложно устроенных РНК-белковых комплексов, при этом матрицей, которая определяет последовательность АК в синтезируемом белке, служит молекула РНК. Постройка полипептидной (белковой) цепи происходит путем образования между молекулами АК пептидных связей. Белки, в зависимости от последовательности АК в их составе, образуют сложные пространственные структуры, соответствующие их клеточным функциям. Для нас важно, что и в процессе репликации, и в процессе трансляции в современных организмах белки принимают непосредственное участие, реализуя свою ферментативную функцию. В целом общий вид процесса воспроизводства и реализации генетической информации в большинстве живых организмов можно представить как триаду последовательных реакций:

- реплика. Синтез дочерней ДНК на ДНК-матрице;
- транскрипция. Синтез РНК на ДНК-матрице;
- трансляция. Синтез белка на РНК-матрице.

Однако, как уже отмечалось, вполне возможно функционирование организма, не имеющего ДНК. Его геном в этом случае представлен в виде РНК, и процессы транскрипции и трансляции совпадают.

#### **4.10. Теории возникновения жизни**

В течение тысячелетий человечество пыталось ответить на вопрос о том, как появилась жизнь.

##### ***Теория стационарного состояния***

По этой гипотезе, Земля существовала вечно, никогда не возникая, всегда была способна поддерживать жизнь и любые изменения на ней являлись совершенно незначительными. Виды живых организмов также существовали всегда, и у любого вида есть всего две возможности – изменение численности либо вымирание. Понятно, что эта «теория» в настоящее время просто не выдерживает никакой критики.

##### ***Теория зарождения***

Теория древняя, распространенная еще в Китае, Египте и Вавилоне. В Греции она нашла проявление в учении Эмпедокла об органической эволюции. Ее же придерживался и Аристотель. Согласно ему, определенные частицы вещества несут в себе «активное начало», способное в подходящих условиях создать живой организм. Это «начало», по мнению Аристотеля, можно обнаружить в оплодотворенном яйце, гниющем мясе, тине и солнечном свете: «Таковы факты – живое может возникнуть

в результате не только спаривания животных, но и разложения почвы... Некоторые растения развиваются из семян, а другие самозарождаются под действием сил природы из разлагающейся земли или определенных частей растений...»

Однако в Средние века теория спонтанного зарождения оказалась под гнетом церкви. Ее считали атрибутом колдовства и проявлением дьявольщины. Тем не менее, она продолжала существовать. На рубеже XVI–XVII вв. Ван Гельмонт (см. [Карпачевский, 2005]) описал эксперимент, в котором ему удалось из грязного белья и пшеницы, помещенных в темный шкаф, получить мышей. Активным началом зарождения мыши Ван Гельмонт считал человеческий пот. В конце XVII в. итальянцем Франческо Реди был проведен более строгий эксперимент: в сосуды были помещены мясо, рыба, змеи, часть сосудов были запечатаны, часть оставалась открытой. Выяснилось, что в запечатанных сосудах никакого зарождения не произошло, в открытых же завелись личинки мух. Из этого Реди сделал вывод о возникновении живого только из предсуществующей жизни.

В 1765 г. Ладзардо Спалланцани (см. [Заварзин, 1983]) подверг мясные и овощные отвары кипячению и сразу же запечатал их. Через несколько дней он исследовал отвары и не обнаружил никаких признаков жизни. Из этого он заключил, что высокая температура уничтожила все живое и ничего нового уже не могло возникнуть. Окончательно теория самозарождения была опровергнута в опытах Луи Пастера, доказавшего справедливость теории происхождения жизни из предшествующей жизни. Правда, это вызвало сложный вопрос о происхождении самого первого живого организма.

### **Теория креационизма**

Согласно этой теории, жизнь возникла в результате некоего сверхъестественного события в прошлом, что чаще всего означает божественное творение. В 1650 г. ирландский епископ Ашер рассчитал, что Земля возникла в октябре 4004 г. до н.э. Существует множество других подобных «вычислений».

### **Теория панспермии**

«Данная теория не предлагает никакого механизма возникновения жизни, просто выдвигая постулат о внеземном ее происхождении. Утверждается, что жизнь могла возникать неоднократно в различное время и в разных местах вселенной. При изучении метеоритных материалов, действительно, были обнаружены некоторые вещества – предшественники живого, а также структуры, похожие на простейшие микроорганизмы. Вероятно, они могли сыграть свою роль в зарождении или разнообразии земной жизни. К теории панспермии можно отнести взгляд, что гиперциклы как источник живой материи существуют вечно, как и остальная

материя. Попадая в условия, благоприятные для жизни, эта материя превращается в организмы.

С развитием спектральных методов исследования космического пространства были получены новые интересные факты, говорящие в пользу возможности возникновения жизни вне Земли и занесения ее в дальнейшем на нашу планету метеоритами или иным путем.

Ранее было обнаружено, что многие метеориты содержат в себе самые разнообразные химические вещества, служащие предшественниками жизни. Особое внимание в этой связи привлекали углистые хондриты, в составе которых находили структуры, похожие на первичные простейшие организмы. Несмотря на то что биологическое прошлое этих включений пока не подтвердилось, теория их биологического происхождения бурно развивается, продолжают поступать все новые данные об обнаружении подобных образований в метеоритах, найденных, в частности, в нижних слоях материкового ледника Антарктиды.

Теперь мы располагаем данными, свидетельствующими о наличии значительных количеств органического вещества в межзвездных газопылевых облаках. С учетом того, что плотные и диффузные облака составляют 20–30 % всего галактического вещества, становятся понятными масштабы, в которых осуществляется органический синтез в межзвездном пространстве. Обнаружено более 130 органических соединений, среди которых формальдегид, цианацетилен, муравьиная кислота, вода, аммиак, т.е. необходимые предшественники биомолекул. Установлено присутствие фосфора, в диффузных облаках с высокой вероятностью предполагается наличие ароматических углеводородов, обнаружены фуллерены, углеродистые цепи, керогеноподобные структуры сложной геометрии. Интересно отметить, что концентрация основных элементов, участвующих в образовании биомолекул, С, N, S, P, O, H в целом отвечает средней концентрации этих элементов в космическом пространстве. Известно, что космическая пыль постоянно захватывается Землей (десятки тонн в сутки). Этот процесс, безусловно, имевший место и в условиях первичной Земли, мог послужить делу занесения органических веществ на поверхность планеты, где они могли претерпевать дальнейшие превращения в более мягких условиях, например в океанической воде.

В природе может происходить непосредственно процесс синтеза органических соединений на поверхности твердых частиц газопылевых облаков. Считается, что в их основе лежат аморфные силикаты с примесью оксидов и сульфидов металлов (Al, Fe, Mg), а также оливина – смешанного сульфата железа и магния. Все это составляет ядро частицы, покрытое ледяной мантией, включающей воду, оксиды углерода и множество простых органических соединений. Понятно, что в условиях нулевых температур возможны только реакции, имеющие энергию активации, близкую к нулевой, а также могут осуществляться процессы с участием подвижного

протона, способного туннелировать через активационный барьер. Важно учесть, что из-за малой концентрации вещества осуществляются только бинарные взаимодействия. Однако при попадании частицы из стационарной фазы в более теплую активную звездообразующую область активируются процессы, вызываемые бомбардировкой космическим излучением, воздействием УФ и температурными изменениями. При воздействии на аналоги льда подобными агентами, были обнаружены сложные смеси радикалов и веществ, вплоть до сложного стабильного органического вещества. Можно предположить, что приводящие к этому неравновесные химические процессы имеют более сложную природу, чем обычные процессы в условиях Земли.

#### **4.11. Гипотеза биохимической эволюции\***

Обычно эту теорию связывают с именем А.И. Опарина, высказавшего мнение, что в условиях первичной атмосферы Земли, значительно отличающейся от нынешней, мог происходить синтез необходимых для зарождения жизни веществ-предшественников. Ради справедливости следует отметить, что первым эту теорию сформулировал профессор Петровской с.-х. академии микробиолог Н.Н. Худяков. По этой гипотезе первичная атмосфера состояла преимущественно из аммиака, воды, метана, оксида и диоксида углерода. Кислород отсутствовал в атмосфере, и она была восстановительной. В таких условиях органические вещества могли создаваться гораздо проще и могли сохраняться, не претерпевая распада длительное время. А.И. Опарин полагал, что сложные вещества могли синтезироваться из более простых в океане. Необходимая для реакций энергия приносилась солнечной радиацией. Синтез органических веществ также происходил при грозовых разрядах и вулканических извержениях. Разнообразие находившихся в океане простых соединений и большие масштабы времени позволяют предположить возможность накопления в океане большого количества органических веществ, образовавших «первичный бульон», в котором могла зародиться жизнь. Подтверждение эта теория нашла в экспериментах Стэнли Миллера, проведенных в 1953 г.: через смесь газов, моделирующую первичную атмосферу, пропускались мощные электро-разряды. В результате удалось синтезировать ряд аминокислот, аденин, рибозу, другие простые сахара. В схожем опыте Орджел получил короткие олигонуклеотиды. В результате этих исследований стало понятно, что основные органические вещества-мономеры, необходимые для возникно-

---

\* При написании раздела использован текст «Википедии».

вения полимерных молекул нуклеотидов и белков, действительно могли быть химически получены в условиях пребиотического мира, т.е. мира, еще лишённого жизни. Но главный вопрос – механизм перехода от неживого к живому – теория А.И. Опарина не решает. Гипотеза предполагает, что главная роль принадлежала белкам – они образовывали коллоидные гидрофильные комплексы с молекулами окружающей их воды. Эти комплексы формировали своеобразные мицеллы. Слияние таких комплексов друг с другом приводило к их отделению от водной среды, что получило название коацервации. Капли-коацерваты могли обмениваться веществами с окружающей средой и накапливать различные соединения. Различие состава коацерватов открывало возможности для биохимического естественного отбора. В самих каплях происходили дальнейшие химические превращения попавших туда веществ. На границе капель с внешней средой выстраивались молекулы жиров (липиды), образуя примитивную мембрану, повышающую стабильность всей системы. При включении в коацерват или при образовании внутри него первой молекулы, способной к самовоспроизведению тем или иным путем, появлялась первая клеткоподобная структура. Рост размеров коацерватов и их деление, еще статистическое, могли привести к образованию идентичных копий коацерватов. Они также поглощали компоненты окружающей среды, и процесс продолжался. Таким путем мог возникнуть первый гетеротрофный организм, использовавший для питания органические вещества «первичного бульона». Отмечая малую вероятность протекания всех этих процессов в таком сложном и целенаправленном порядке, Фред Хойл сказал, что гипотеза эта «столь же нелепа, как и предположение о возможности сборки «Боинга 747» ураганом, пронесшимся над мусорной свалкой». Действительно, события эти маловероятны, если рассматривать их в отрыве друг от друга и считать взаимно независимыми. Однако последние исследования показывают, что в сложных полимолекулярных системах многие процессы синергетически детерминированы. В этом случае образование живого организма становится неизбежным после прохождения определенного этапа.

#### **4.12. Гипотеза «РНК-Мира»**

В последние годы все больше сторонников находит гипотеза возникновения жизни, где первичны не белки, а молекулы РНК. Образование компонентов мономерных звеньев РНК – углеводных циклов рибозы и гетероциклических оснований – как уже показано, не представляло принципиальных затруднений. Значительно труднее представить себе процесс образования из них непосредственно нуклеозидов, а затем и соединение последних в нуклеотиды. Действительно, в условиях гомо-

фазного процесса в газовой или жидкой среде такой синтез мог оказаться крайне затруднительным. Однако он относительно легко осуществляется в условиях гетерофазного катализа на твердой подложке. В качестве последней выступают многие минералы земной коры: карбонат кальция, каолинит, монтмориллонит, соединения алюминия, цеолиты. При этом они способствуют не только ускорению синтеза, но и правильной ориентации реагирующих компонентов. На таких подложках осуществлялась сначала сшивка нуклеозидов, а затем и образование межнуклеотидной связи при участии фосфорной кислоты или ее производных. Например, удалось осуществить синтез олигоцитидина, т.е. короткой молекулы РНК, состоящей только из одного типа нуклеозидов, на монтмориллонитовой подложке из 5'-фосфоримидазолида цитидина. Аналогично были получены и более сложные олигонуклеотиды, содержащие нуклеозиды разных типов. При этом РНК-цепь сохранялась стабильной очень длительное время. При этом длинные олигонуклеотиды, находясь на минеральной матрице, могли связываться с ди- и тринуклеотидами путем образования водородных связей между комплементарными основаниями. Между этими ди- и тринуклеотидами также могли образовываться межнуклеотидные связи. Так осуществлялся синтез дочерней РНК на РНК-матрице, т.е. аналог транскрипции.

Подобная последовательность операций могла иметь место и в случае матрично-направленного синтеза пептидов на РНК: отдельные ди- и тринуклеотиды связывались с молекулами аминокислот, например, за счет гидрофобных взаимодействий или водородных связей и переносили их к РНК-матрице. С молекулой РНК ди- и тринуклеотиды взаимодействовали посредством водородных связей. В результате около цепи РНК выстраивались нуклеотиды, несущие аминокислоты. Если они располагались близко друг от друга, то становилось возможным образование пептидных связей между молекулами аминокислот с образованием полипептида – небольшого «белка». Таким образом, реализовывалась реакция трансляции, причем без участия белков-ферментов. Особенно важно, что все эти процессы осуществлялись высокоспецифично, так как самообразование водородных связей между различными молекулами достаточно селективно: наиболее устойчивы те взаимодействия, в которых реализуется наибольшее число водородных связей. В условиях равновесности процессов такая избирательность приводила к воспроизведению определенных молекул: каждая матрица «производила» присущие только ей продукты. Такой синтез мог проходить в первичных каплях-коацерватах. Это приводило к накоплению набора биомолекул в каждой из них, однако разнообразие самих капель и условий, в которых они существовали, давало большие возможности для отбора наиболее устойчивых капель, что уже можно считать протоэволюцией. Самовоспроизводящиеся делением капли все увеличивались в размерах и постоянно усложнялись,

вовлекая в себя новые и новые вещества. Таким путем могла возникнуть первая клетка.

Есть, однако, неясность, была ли РНК первой жизнеобразующей молекулой или существовали более древние предшественники. Некоторое время тому назад был осуществлен синтез вещества-химеры, называемого пептидонуклеиновая кислота (ПНК), в котором скелет цепи был образован молекулами аминокислоты, N-(2-аминоэтил)глицина, и к этому скелету крепились гетероциклические основания. Таким образом, сахарофосфатный остов был заменен на полипептидный. В настоящее время некоторые исследователи считают ПНК кандидатом на роль возможного предшественника РНК, хотя пребиотическая роль ПНК еще строго не доказана.

Необходимо также отметить, что возникновение и развитие жизни вне Земли может идти по нескольким путям. Во-первых, возможен «землеподобный» путь, т.е. возникновение биологических молекул, похожих на земные нуклеотиды и белки, наличие генов, хранение и передача генетической информации по механизму, аналогичному земному. Во-вторых, можно предположить существование «зеркального мира», т.е. мира, состоящего из D-аминокислот и L-нуклеозидов. Тем более, что эти соединения не являются абсолютной экзотикой даже на Земле. D-аминокислоты входят в состав нейропептидов и опиоидных пептидов некоторых высших организмов, а в низших организмах они входят в состав клеточной стенки. Короткие НК, состоящие из L-нуклеозидов, были синтезированы химически, и было показано, что они не взаимодействуют с обычными D-нуклеиновыми кислотами, но могут образовывать устойчивые дуплексы с L-олигонуклеотидами. Наконец, нельзя исключить, что в условиях, сильно отличающихся от земных, биологические молекулы и механизмы их функционирования могут быть совершенно иными. Например, теоретически можно предположить возникновение биомолекул, содержащих вместо атомов углерода атомы кремния. Понятно, что молекулярная масса таких молекул будет значительно выше массы обычных углеродсодержащих аналогов, что должно существенно ограничить подвижность состоящих из них организмов и изменить пути эволюции таких «живых камней».

Почему же именно РНК можно назвать праматерью ныне существующей жизни? Поскольку над проблемой происхождения жизни работают ученые из разных областей, каждый оперирует терминами близкой ему науки. Химики обязательно вспомнят слово «катализатор», математики – «информация». Биологи будут считать живой систему, содержащую вещество (генетическую программу), которое может копироваться (или по-простому размножаться). При этом необходимо, чтобы в ходе такого копирования могли происходить некоторые изменения наследственной информации и возникать новые варианты систем, т.е. должна существовать возможность эволюции. Еще биологи обязательно заметят, что такие



системы должны быть пространственно обособлены. Иначе возникшие более прогрессивные системы не смогут воспользоваться своими преимуществами, поскольку их более эффективные катализаторы и другие продукты будут беспрепятственно «уплывать» в окружающую среду. Каким же образом первые молекулярные системы были обособлены от окружающей среды? Колонии молекул могли, например, удерживаться вместе за счет адсорбции на какой-нибудь минеральной поверхности или пылевых частицах. Однако возможно, что уже самые примитивные системы располагали, подобно современным живым клеткам, настоящей мембранной оболочкой. Дело в том, что такая «протоклетка» с липидной мембраной может образоваться очень просто. Многие молекулы с заряженными группами (например, жирные кислоты) в водной среде образуют микроскопические пузырьки – липосомы. Липосомы широко используются в косметических кремах – крохотные жировые капсулы начиняются витаминами и другими биологически активными веществами. Древние «протоклетки» могли быть наполнены именно РНК.

Жизнь, без сомнения, должна была начаться с образования молекул, которые могли бы сами себя размножить и выполнять все другие хозяйственные работы», необходимые для существования клетки. Однако на роль таких умельцев не подходит ни ДНК, ни белок. ДНК – отличный хранитель генетической информации, но сама себя размножить не умеет. Белки – непревзойденные катализаторы, но они не могут работать в качестве «генетических программ». Возникает парадокс курицы и яйца: ДНК не может образоваться без белка, а белок – без ДНК. И только РНК, как выяснилось, может ВСЕ. Молекулы РНК выполняют ключевые функции в ходе биосинтеза белка. При «включении» гена происходит локальное расплетение спирали ДНК. Затем с гена, кодирующего белковую молекулу, синтезируется его РНК-копия. После ряда «превращений» она становится матричной РНК, т.е. матрицей для синтеза белка. мРНК переносится из ядра клетки в цитоплазму, где связывается с рибосомами, на которых и «производится» белок. Он синтезируется из активированных аминокислот, присоединенных к специальным транспортным РНК.

Давно известны функции РНК, связанные с работой (экспрессией) гена в клетке. При включении гена сначала происходит локальное расплетение ДНК и синтезируется РНК-копия генетической программы. В результате сложных обработок ее специальными белками получается матричная РНК (мРНК), которая и является программой для синтеза белка. Эта РНК переносится из ядра в цитоплазму клетки, где она связывается со специальными клеточными структурами – рибосомами, настоящими молекулярными «машинами» для синтеза белка. Белок синтезируется из активированных аминокислот, присоединенных к особым транспортным РНК (т.РНК), причем каждая из аминокислот присоединена к своей специфической тРНК. Благодаря тРНК аминокислота фиксируется в каталитическом центре

рибосомы, где она «пришивается» к синтезируемой белковой цепи. Из рассмотренной последовательности событий видно, что молекулы РНК играют ключевую роль в декодировании генетической информации и биосинтезе белка.

Чем больше углублялись в изучение различных биосинтетических процессов, тем чаще обнаруживали ранее неизвестные функции РНК. Оказалось, что кроме процесса транскрипции (синтеза РНК путем копирования участка ДНК) в ряде случаев, наоборот, может происходить синтез ДНК на РНК-матрицах. Этот процесс, названный обратной транскрипцией, используют в ходе своего развития многие вирусы, в том числе печально известные онкогенные вирусы и ВИЧ-1, вызывающий СПИД. Таким образом, выяснилось, что поток генетической информации не является, как первоначально считалось, однонаправленным – от ДНК к РНК. Роль ДНК как изначально главного носителя генетической информации стала подвергаться сомнению. Тем более что многие вирусы (гриппа, клещевого энцефалита и др.) вообще не используют ДНК в качестве генетического материала, их геном построен исключительно из РНК. Далее посыпались одно за другим открытия, которые заставили совершенно по-другому взглянуть на РНК.

Наиболее удивительным было открытие каталитической способности РНК. Прежде считалось, что катализировать реакции умеют только белки, ферменты. Ученые, например, никак не могли выделить ферменты, осуществляющие разрезание и сшивание некоторых РНК. После длительных исследований выяснилось, что РНК прекрасно справляются с этим сами. Структуры РНК, действующие подобно ферментам, назвали рибозимами (по аналогии с энзимами, белками-катализаторами). Вскоре было обнаружено множество разнообразных рибозимов. Особенно широко их используют для манипулирования своими РНК вирусы и другие простые инфекционные агенты. Таким образом, РНК оказались мастерами на все руки: они могут выступать в роли носителей наследственной информации, могут служить катализаторами, транспортными средствами для аминокислот, образовывать высокоспецифичные комплексы с белками. Окончательная уверенность в том, что «мир РНК» действительно существовал, наступила после выявления деталей строения кристаллов рибосом методом рентгеноструктурного анализа. Выяснилось, что в каталитическом центре рибосом белковых структур нет совсем, что он полностью построен из РНК! Оказалось, что все ключевые стадии биосинтеза белка осуществляются молекулами РНК. Точка в дискуссии о возможности существования «мира РНК» как особой стадии биологической эволюции была поставлена.

Конечно, полную картину еще предстоит реконструировать – осталось много нерешенных вопросов. Например, в современной клетке активацию аминокислот и их присоединение к соответствующим тРНК осуществляют

специфичные белки-ферменты. Возникают вопросы: могла ли эта реакция осуществляться без участия белков, только с помощью РНК? Могли ли сами РНК катализировать синтез РНК из нуклеотидов или присоединение азотистых оснований к сахару? В общем-то, после открытия рибозимов такие потенциальные способности РНК уже не вызывали особых сомнений. Но наука требует, чтобы гипотезы экспериментально подтверждались. Хороший метод зачастую позволяет осуществить революцию в науке. Именно так можно сказать о методе полимеразной цепной реакции (ПЦР), который позволяет размножать нуклеиновые кислоты в неограниченных количествах. Кратко – суть метода. Для размножения ДНК в методе ПЦР используются ферменты ДНК-полимеразы, т.е. те самые ферменты, которые при размножении клеток синтезируют из активированных мономеров-нуклеотидов комплементарные цепочки ДНК. При методе ПЦР в пробирку с ДНК вносят смесь активированных нуклеотидов, фермент ДНК-полимеразу и так называемые праймеры – олигонуклеотиды, комплементарные концам размножаемой ДНК. При нагревании раствора цепи ДНК расходятся. Затем, при охлаждении, с ними связываются праймеры, образуя короткие фрагменты спиральных структур. Фермент присоединяет к праймерам нуклеотиды и собирает цепочку, комплементарную цепочке исходной ДНК. В результате реакции из одной двуцепочечной ДНК получаются две. Если повторить процесс, получится четыре цепочки, а после  $n$  повторений –  $2^n$  молекул ДНК. Все очень просто.

Изобретение ПЦР и разработка методов химического синтеза ДНК позволили создать потрясающую технологию молекулярной селекции. Принцип молекулярной селекции тоже прост: сначала синтезируется множество молекул, обладающих разными свойствами (так называемая молекулярная библиотека), а затем из этой смеси отбираются молекулы с желаемым свойством. Библиотеки нуклеиновых кислот – это смеси молекул, имеющих одинаковую длину, но отличающихся последовательностью нуклеотидов. Получить их можно в том случае, если при химическом синтезе на автоматическом синтезаторе добавлять на каждой стадии удлинения нуклеотидной последовательности одновременно все четыре нуклеотида. Каждый из них будет включаться в растущую нуклеиновую кислоту с равной вероятностью, в результате чего на каждом этапе присоединения будет получаться 4 варианта последовательностей. Если таким образом синтезировать нуклеиновую кислоту длиной в  $n$  звеньев, то разнообразие полученных молекул составит  $4^n$  в степени  $n$ . Поскольку обычно используются участки длиной 30–60 мономеров, в результате синтеза получается от  $4^{30}$  до  $4^{60}$  разных молекул!

Так как в зависимости от состава нуклеиновые кислоты сворачиваются в разные пространственные структуры, синтез статистических последовательностей дает огромное множество молекул, различающихся по свойствам. С образовавшихся ДНК с помощью фермента РНК-полимеразы

считывается РНК. В результате получается библиотека уже одноцепочечных РНК. Далее проводится процедура отбора: раствор РНК пропускается через колонку, в которой находится нерастворимый носитель с химически присоединенными молекулами-мишенями, чтобы «выловить» так называемый будущий аптамер, т.е. РНК, способную связывать определенные молекулы. Затем колонку промывают для удаления несвязавшихся РНК, а затем смывают РНК, задержавшиеся на колонке за счет связывания с целевыми молекулами (это можно сделать, например, нагревая колонку). С выделенных РНК с помощью обратной транскрипции делают ДНК-копии и получают из них обычные двуцепочечные молекулы ДНК. С последних же можно считывать искомые РНК-аптамеры, а затем размножить их методом ПЦР в неограниченных количествах. Конечно, так происходит в идеальном случае, на практике все получается сложнее. Обычно исходный препарат РНК содержит огромный избыток «посторонних» молекул, избавиться от которых трудно. Поэтому полученную РНК вновь и вновь пропускают через колонку, чтобы выделить РНК, образующие самые прочные комплексы с целевыми молекулами.

С помощью такого метода были получены тысячи разных РНК-аптамеров, которые образуют специфические комплексы с различными органическими соединениями и молекулами. Рассмотренная схема молекулярной селекции может быть применена для получения молекул с любыми свойствами. Например, были получены РНК, способные катализировать реакции синтеза РНК и белков: присоединение азотистых оснований к рибозе, полимеризацию активированных нуклеотидов на цепочках РНК, присоединение аминокислот к РНК. Эти исследования еще раз подтвердили, что в условиях предбиологической эволюции из случайных полимеров могли возникать молекулы РНК со специфическими структурами и функциями. Метод молекулярной селекции обладает очень большими возможностями. С его помощью можно решать задачи поиска нужных молекул даже в том случае, если исходно нет идеи, как такие молекулы должны быть устроены. Однако, если придумать процедуру отбора, их можно выделить по принципу требуемых свойств, а затем уже заняться и вопросом, как эти свойства достигаются.

Продемонстрируем это на примере выделения РНК, способных связываться с клеточными мембранами и модулировать их проницаемость. Древние рибозиты должны были поглощать «питательные» вещества из окружающей среды, удалять продукты метаболизма и делиться в ходе размножения. И все эти процессы требуют управления проницаемостью мембран. Поскольку предполагается, что никаких других функциональных молекул, кроме РНК, в рибозитах не было, какие-то РНК обязательно должны были взаимодействовать с мембранами. Однако с химической точки зрения они совершенно не подходят для роли регуляторов проницаемости мембран. Мембраны современных клеток и липосом, построенные

из жирных кислот, несут отрицательный заряд. Поскольку РНК также заряжены отрицательно, по закону Кулона они должны отталкиваться от липидной поверхности и тем более не могут проникать в глубь липидного слоя. Единственный известный способ взаимодействия нуклеиновых кислот с поверхностью мембран – через двухзарядные ионы металлов. Эти положительно заряженные ионы могут играть роль мостиков, располагаясь между отрицательно заряженными группами на поверхности мембраны и фосфатными группами нуклеиновой кислоты. Поскольку такие мостиковые взаимодействия достаточно слабые, с мембраной может связаться только очень большая нуклеиновая кислота благодаря множеству слабых связей с поверхностью мембраны.

Из библиотеки РНК удалось выделить несколько молекул, которые очень успешно связывались с мембранами, а при достаточно высокой концентрации – даже разрывали их! Эти РНК обладали необычными свойствами. Они как бы помогали друг другу: смесь молекул разных сортов связывалась с мембранами гораздо лучше, чем молекулы одного сорта. Все стало ясно после изучения вторичных структур этих РНК. Оказалось, что в них имеются петли с комплементарными участками. За счет таких участков «мембранные» РНК могут формировать комплексы-сообщества, которые способны образовывать множественные контакты с мембраной и делать то, что одной молекуле РНК не под силу. Такой селекционный эксперимент подсказал, что у РНК есть дополнительный способ приобретения новых свойств путем образования сложных надмолекулярных комплексов. Этот механизм мог использоваться и для удерживания эволюционирующих систем РНК в виде колоний на поверхностях еще до того, как эти системы обзавелись изолирующей мембраной. Множество данных свидетельствует о том, что «мир РНК» действительно существовал. Правда, не совсем ясно – где. Некоторые специалисты полагают, что начальные этапы эволюции происходили не на Земле, что на Землю были занесены уже функционально активные системы, которые приспособились к местным условиям. Однако с химической и биологической точки зрения это не меняет сути дела. В любом случае остается загадкой – в результате каких процессов в окружающей среде рибозиты образовались и за счет каких компонентов существовали. Ведь требуемые для жизни рибозитов нуклеотиды – сложные молекулы. Трудно представить, что эти вещества могли образовываться в условиях пребиотического синтеза.

Вполне возможно, что древние РНК значительно отличались от современных. К сожалению, следов этих древних РНК экспериментально обнаружить нельзя, речь идет о временах, удаленных от нас на миллиарды лет. Даже скалы тех времен давно «рассыпались в песок». Поэтому речь может идти только об экспериментальном моделировании процессов, которые могли протекать на самых ранних стадиях молекулярной эволюции. Почему произошел переход от «мира РНК» к современному миру?

Белки, располагающие гораздо большим набором химических групп, чем РНК, являются лучшими катализаторами и структурными элементами. По-видимому, некоторые древние РНК стали использовать белковые молекулы в качестве «орудий труда». Такие РНК, способные к тому же синтезировать для своих целей полезные молекулы из окружающей среды, получали преимущества в размножении. Естественным путем отбирались соответствующие аптамеры и рибозимы. А затем эволюция сделала свое дело: возник аппарат трансляции, и постепенно ответственность за катализ перешла к белкам. Орудия оказались столь удобными, что вытеснили своих «хозяев» из многих сфер деятельности.

Совсем недавно были обнаружены мощные системы регуляции активности генов с участием двуцепочечных РНК, с помощью которых клетка защищает себя от вирусных инфекций. Эта древняя система клеточной защиты, вероятно, скоро найдет применение в терапии. Поэтому неудивительно, что в наше время исследования нуклеиновых кислот продолжают оставаться одной из самых «горячих точек» в молекулярной биологии. Благодаря уникальным свойствам РНК находят все более широкое применение в медицине и технике. Возникший в незапамятные времена «мир РНК» будет не только продолжать незримо существовать в наших клетках, но и возрождаться в виде новых биотехнологий.

Бульонно-коацерватная модель возникновения жизни имеет большие трудности. Все рассуждения о предполагаемых событиях третьего этапа остаются спекулятивными, для этого практически нет реальных оснований. Они не объясняют самого главного – как возник генетический код, триплетное соответствие первичных структур нуклеиновых кислот, с одной стороны, и белков – с другой. А ведь именно это соответствие представляет суть центральной догмы молекулярной биологии. Трудный вопрос: откуда взялся для построения ДНК фосфор – редкий элемент земной коры. В 1990 г. синтезировано органическое соединение ААТЕ (AminoAdenosinTriacidEster), состоящее из двух частей – со свойствами белка и нуклеиновой кислоты. Вещество оказалось способно к аутокаталитическому воспроизведению (в хлороформе). Но выход на гены и белки отсюда тоже не виден. Попытки объяснить происхождение кодированного соответствия ДНК (РНК) – белок содержится в другой модели абиогенного возникновения жизни. Твердоматричная модель происхождения жизни исходит из того, что органические вещества образовались не в растворе, а на твердых фазах минералов.

Минеральная поверхность может служить катализатором, т.е. резко ускорять реакции синтеза, и одновременно образцом (матрицей) для той химической структуры, которая на ней синтезируется. На Западе популярна версия о происхождении жизни на минерале пирите –  $FeS_2$ . Пирит повсеместно распространен, в том числе в гидротермальных источниках. Поверхность кристалла пирита несет положительный заряд, и с ним могут

связываться молекулы органических веществ. При образовании пирита из железа (Fe) и серы (S) выделяются электроны и энергия (!), которая может идти на синтез сложных органических соединений.

Немецкий химик-органик Вехтершойзер считает, что первые живые клетки представляли собой кристаллические пиритовые «зерна», окруженные мембраной из органических веществ. Размножались они почкованием кристалла вместе с мембраной. Другой вероятный кандидат на роль матрицы жизни – кристаллическая глина. Она обладает большей структурной сложностью, чем пирит, а это хорошая основа для мутаций и эволюции образующихся макромолекул. Обсуждается также возможная роль кремнезема, слюды, кварца. Совершенно особая ситуация возникла вокруг минерала апатита. Его большие залежи имеются в горах Хибинах на Кольском полуострове. Апатит добывают ради производства фосфатных удобрений, так как в его кристаллической решетке содержится много фосфора. Кроме того, кристаллический апатит присутствует в живых системах, например в зубах и костях. Кристалл имеет форму бесконечно длинной колонки очень малого диаметра. Самым парадоксальным оказалось то, что периодичность повторяющихся элементарных ячеек в кристалле апатита  $3,4 \text{ \AA}$  ( $1 \text{ \AA} = 0,0001 \text{ мм}$ ) точно совпадает с расстоянием между последовательными парами мономеров (нуклеотидов) в молекуле ДНК, а один шаг двойной спирали ДНК соответствует циклу в 6 ячеек апатита. Атомарная структура кристаллической решетки апатита также имела сходство со структурой ДНК.

На этих основаниях российским биохимиком Э.Я. Костецким в 1981 г. выдвинута гипотеза абиогенного синтеза нуклеопротеидов, т.е. комплекса ДНК и белка, на матрице апатита. Было проведено сопоставление данных рентгеноструктурного анализа апатита, с одной стороны, и цепей ДНК и простых белков – с другой. В результате построена пространственная модель апатита с включенными фрагментами ДНК и белков. В структуре кристалла апатита легко вписываются ДНК и несколько белковых цепей. При этом источником неорганического фосфата для ДНК выступал фосфат апатита без изменения его положения в структуре кристалла, а азот включался из синильной кислоты HCN и аммиака NH<sub>3</sub>. Согласно модели, апатит земной коры, находясь в безводной среде, подвергался постоянному и длительному воздействию глубинных газов NH<sub>3</sub>, CH<sub>4</sub>, HCN, CO и др. при высоких значениях давления и температуры. В таких условиях ослабляется кристаллическая решетка апатита, облегчается диффузия газовых компонентов вдоль оси кристалла при сохранении его структуры. Ионы PO<sub>4</sub><sup>-</sup>, присутствующие в кристалле, остаются на своих местах и определяют диаметр будущей молекулы ДНК, а другие, в частности избыточный кальций, замещаются на новые атомы из состава газовой смеси.

Таким образом, при участии элементов газовой фазы и апатита внутри кристалла, а не на его поверхности, мог осуществляться одновременный

синтез ДНК и белка с постепенной заменой части минеральной матрицы органической основой. На смешанных кристаллах, имеющих с апатитом совпадающие пропорции (кальцит, арагонит, кристобалит), видимо, происходил синтез РНК, а также скелетных белков будущих клеток. Источником энергии для проведения синтезов служили силовое поле апатита, тепло глубинных процессов, энергия фосфатных связей апатита и элементов газовой фазы. Принципиально важным и революционным в апатитовой модели является то, что в неорганическом минерале была заложена структурно-химическая основа ДНК и параллельно – спираль в спираль – основа полипептидных (белковых) цепей. ДНК и белок возникли одновременно и в одной связке, поэтому и их генетическое соответствие родилось в кристалле по принципу стереоспецифической комплементарности (пространственной взаимной дополнителности). Отсюда легко выводится и РНК как посредник между ДНК и белком. Объясняется и возникновение генетического кода – через естественные множественные нарушения микроструктуры кристалла, которые закреплялись как неоднородности нуклеотидного состава ДНК. Модель предусматривает и образование липидных мембран, а также целых протоклеток про- и эукариотического типа.

Как видно, для решения проблемы происхождения жизни имеются весьма надежные основания. Современная наука уже располагает знаниями, достаточными для того, чтобы утверждать: жизнь возникла на первобытной Земле вполне естественным путем как процесс самоорганизации, на основе преобразования неорганических субстратов в органические макромолекулярные комплексы и далее – в протоклетки. Что касается конкретных механизмов образования органических комплексов, то, как показывает последний материал, будущее, очевидно, за твердо матричными моделями, среди которых наиболее продуктивна модель апатитовой матрицы».

#### **4.13. Эволюция жизни**

Как отмечено выше, первые следы жизни на Земле датируются возрастом примерно 3,8–3,6 млрд лет. Таким образом, жизнь возникла вскоре после образования земной коры и осадочных пород. В последующем в образовании осадочных пород участвовали организмы. Это – породы, содержащие огромные пласты мела, песчаников и других пород, представляющих донные осадки известковых раковин одноклеточных фораминифер, кораллов, моллюсков, кремниевые скелеты и другие твердые остатки древних организмов. Например, на современной территории Евразии был когда-то океан, Уральские горы были его срединным хребтом.



Поэтому любой естественный разлом, горная осыпь, крутой берег реки или обрыв карьера могут служить источником информации о прошлых жителях Земли. Ценные сведения дают также результаты бурения; например, сверхглубокая скважина на Кольском полуострове прошла уже более 12 км в глубь Земли и в ней также обнаружены окаменевшие остатки организмов. Имеются и надежные методы определения возраста земных пород, в частности радиоуглеродный метод, основанный на измерении содержания радиоактивных изотопов в составе углерода, которое закономерно изменяется во времени. Любую находку окаменелых остатков жизни можно датировать по времени ее происхождения.

Изменение форм жизни на Земле шло параллельно с геологической перестройкой структуры и рельефа земной коры, состава атмосферы, границ Мирового океана и другими геологическими процессами. Эти изменения и обуславливали в решающей степени направление и динамику биологической эволюции. В соответствии с наиболее значительными событиями геобиологической эволюции в истории Земли выделяют крупные интервалы времени – эры, внутри них – периоды, в пределах периодов – эпохи и т.д.

Архейская эра (эра древнейшей жизни) – от 3600 млн лет до 2600 млн лет, протяженность 1 млрд лет, примерно четверть всей истории жизни.

3600–3500 млн лет – это время предбиологической эволюции, которое было описано выше. На самом деле она могла начаться гораздо раньше, как только сформировалась земная кора.

500–3300 млн лет – возникновение в водах Мирового океана анаэробных гетеротрофных бактерий и сине-зеленых водорослей, формирование сообществ прокариотных (доядерных) одноклеточных организмов. В воде были свободные органические вещества, поэтому первые организмы – бактерии были анаэробами, питались гетеротрофно – поглощали готовое органическое вещество и за счет брожения получали энергию. В гидротермальных источниках, богатых выделениями сероводорода, при температурах до 120 °С могли жить аутоотрофные хемосинтетические бактерии.

Исследовав трехмерную структуру рибосомной РНК современных бактерий, канадские биохимики из Монреальского университета (Département de Biochimie, Université de Montréal) пришли к выводу, что рибосомы могли сформироваться в результате постепенной эволюции из очень простой маленькой молекулы РНК – «проторибосомы», способной катализировать реакцию соединения двух аминокислот. Все остальные структурные блоки рибосомы последовательно добавлялись к проторибосоме, не нарушая ее структуру и постепенно повышая эффективность ее работы. Рибосомы – сложные молекулярные комплексы, состоящие из рибосомных РНК (рРНК) и белков. Рибосомы играют ключевую роль в трансляции – синтезе белка по «инструкции», записанной при помощи генетического кода в молекуле матричной РНК (мРНК).

Рибосомы у всех живых существ – от бактерий до человека – устроены очень похоже. По-видимому, это означает, что рибосомы в их «современном» виде имелись уже у общего предка всех нынешних форм жизни. Рибосома состоит из двух субъединиц – большой (главной) и малой (вспомогательной). Основу обеих субъединиц составляют молекулы рибосомной РНК (рРНК). Снаружи к молекулам рРНК прилегают молекулы рибосомных белков.

Согласно общепризнанной в настоящее время теории «РНК-мира», на ранних этапах развития жизни все основные функции, которые сегодня выполняются белками, выполнялись молекулами РНК. Появление системы синтеза белка на основе записанных в РНК «инструкций» стало ключевым событием, ознаменовавшим переход от «мира РНК» к привычному нам «белковому миру». Поскольку рибосомы являются центральным компонентом этой системы, вопрос о происхождении рибосом чрезвычайно важен для понимания того, как РНК-организмы превратились в первые прокариотические клетки.

До сих пор многим экспертам казалось, что загадка происхождения рибосом вряд ли когда-нибудь будет разгадана. Ведь в природе не осталось никаких «переходных звеньев», т.е. более простых молекулярных комплексов, которые могли бы претендовать на роль «предков» рибосом. Однако канадские биохимики, похоже, нашли ключик к этой тайне в самой структуре рибосом современных организмов.

Они сосредоточились на самой главной части рибосомы – на молекуле 23S-рРНК, которая представляет собой основу большой субъединицы рибосомы кишечной палочки (*Escherichia coli*). Эта молекула весьма велика: она состоит почти из 3000 нуклеотидов. В клетке она сворачивается в сложный трехмерный «клубок». Разные петли, выступы и другие элементы структуры этого «клубка» обеспечивают выполнение разных функций: связь с рибосомными белками, присоединение малой субъединицы, присоединение и удерживание в нужных позициях молекул транспортных РНК (тРНК), которые несут на своих «хвостиках» (ССА-3'-концах) аминокислоты, необходимые для синтеза белка.

Ранее было показано, что рибосомные белки играют в рибосоме вспомогательную роль: они делают ее более стабильной и повышают эффективность ее работы, однако все главные действия, необходимые для синтеза белка, осуществляются не белками, а рибосомными РНК. Это значит, что изначально рибосомы могли состоять только из рРНК, а белки добавились позже. Самый главный этап трансляции – присоединение аминокислот к синтезируемой белковой молекуле (реакция транспептизации) – осуществляется молекулой 23S-рРНК. Поэтому логично предположить, что все началось именно с этой молекулы. Однако молекула 23S-рРНК слишком велика и сложна, чтобы появиться в готовом виде в результате случайного комбинирования нуклеотидов. Таким образом,

ключевой вопрос состоит в том, могла ли 23S-рРНК произойти от более простой молекулы-предшественницы в результате постепенной эволюции, т.е. путем последовательного добавления новых фрагментов. Главный вывод обсуждаемой статьи заключается в том, что структура 23S-рРНК свидетельствует именно о таком ее происхождении.

Молекула 23S-рРНК состоит из шести основных структурных блоков, или доменов. Каждый домен, в свою очередь, состоит из более мелких структурных единиц. Целостность трехмерной структуры молекулы поддерживается разнообразными связями (в основном водородными) между ее участками. Некоторые участки молекулы сворачиваются в двойные спирали на основе принципа комплементарности. Важную роль играют и так называемые «А-минорные» связи. А-минорная связь возникает между последовательностью из нескольких идущих подряд аденозинов (А) в одной части молекулы и двойной спиралью в другой ее части. Исследуя структуру 23S-рРНК, авторы обратили внимание на следующее странное обстоятельство. Двойные спирали и образующие с ними А-минорные связи «стопки» аденозинов (adenosine stacks) распределены по шести доменам молекулы более или менее хаотично, за единственным исключением: в пятом домене наблюдается необычное скопление двойных спиралей и практически нет аденозиновых «стопок». Таким образом, А-минорные связи, образуемые пятым доменом, являются однонаправленными.

Это наблюдение навело авторов на мысль, что эволюция молекулы 23S-рРНК могла начаться с домена V или с какой-то его части. Дело в том, что А-минорные взаимодействия необходимы для поддержания стабильной трехмерной структуры той части молекулы, к которой принадлежит аденозиновая «стопка», но они не влияют на стабильность той ее части, к которой принадлежит двойная спираль. Иными словами, если мы разорвем какую-нибудь А-минорную связь, это нарушит структуру той части молекулы, где находится желтый кружок, но не причинит вреда той части, где расположен красный кружок. Таким образом, если 23S-рРНК развивалась постепенно из простой молекулы-предшественницы, то сначала должны были появляться двойные спирали, и только потом к ним могли «пристраиваться» аденозиновые стопки.

Возникновение первых организмов привело к возникновению первых экосистем и биосферы в целом. Экосистема создала условия для эволюции организмов. На суше одновременно с экосистемами образовались первичная почва и зачаточная педосфера.

Дальнейшая эволюция биосферы сопровождалась возникновением и гибелью тысяч видов живых организмов, и среди них динозавры – далеко не единственные вымершие обитатели планеты. Сейчас постоянно публикуются пророчества о гибели биосферы. Причиной называют астероиды, вулканическую деятельность, потепление и пр. Но стоит эту проблему сформулировать иначе. Очевидно, что все пророчества предусматрива-

ют гибель антропосферы. Погибнет человечество как вид – именно это предвещает апокалипсис и пресловутый армагеддон. Но, несмотря на все катастрофы, биосфера сохранится, пока существует Земля как планета с водой и воздухом, независимо от того, будет существовать человечество или нет. Это продемонстрировали Чернобыльская катастрофа, Ново-Орлеанский ураган, цунами в Индонезии, землетрясение в Китае. Гибнут города, другие поселения, человек уходит из обжитых мест и биосфера захватывает покинутые территории (тропические джунгли над городами майя, леса Чернобыля и т.п.). В них живут разные виды организмов, но не может жить человек. Особенно яркий современный пример с Чернобылем. После взрыва и загрязнения радионуклидами человек ушел из этого района. Леса сначала стояли желтыми от поражения радиоактивным излучением. На тропинках попадались больные, едва движущиеся зайцы и другие животные. Прошло несколько лет, и животный мир, так же как мир растений, восстановился. В лесах появились вполне здоровые зайцы, кабаны и другие животные. Короткий период жизни животных позволяет им избежать накопления радиоактивной дозы, а заболевшие животные устраняются дарвиновским отбором.

Поэтому, когда мы говорим о спасении биосферы, мы обычно понимаем спасение себя в рамках привычной нам биосферы. На самом деле, даже после атомной зимы биосфера восстановится, а человечество – нет, и это надо четко себе представлять. В заключение главы следует поблагодарить Алексея Маркова, опубликовавшего в «Википедии» замечательную статью о происхождении жизни, которая широко использована в книге.

---

---

## Глава 5. ГИДРОСФЕРА\*

---

---

Гидросфера (от *др.-ареч.* гидро – вода и сфера – шар) – совокупность всех водных запасов Земли. Гидросферу определяют следующим образом: «Гидросфера... – непрерывная оболочка Земли, включающая всю воду в жидком, твердом, газообразном, химически и биологически связанном состоянии» [Клиге и др., 1998]. В какой-то степени это определение очень широкое по охвату; оно не требует, чтобы организмы обитали в воде – достаточно того, что они содержат воду в себе и тем самым вместе с этой водой попадают в состав гидросферы. Такая трактовка гидросферы обоснованна, но в данной работе авторы несколько сужают область своего рассмотрения, ограничиваясь, по большей части, рассмотрением таких процессов, в которых организмы выступают по отношению к гидросфере как целостные системы. Признавая важность всех сторон и компонентов гидросферы, хотелось бы вслед за В.И. Вернадским подчеркнуть важность водных организмов (гидробионтов) для формирования и поддержания состава природной воды или, в более общем смысле, свойств природных водных объектов.

В общем виде принято деление гидросферы на Мировой океан, континентальные воды и подземные воды. Большая часть воды сосредоточена в океане, значительно меньше – в континентальной речной сети и подземных водах. Также большие запасы воды имеются в атмосфере, в виде облаков и водяного пара. Свыше 96 % объема гидросферы составляют моря и океаны, около 2 % – подземные воды, около 2 % – ледники, снежный покров и вечная мерзлота (криосфера). Поверхностные воды, занимая сравнительно малую долю в общей массе гидросферы, тем не менее играют важнейшую роль в жизни наземной биосферы, являясь основным источником водоснабжения, орошения и обводнения. Сверх того эта часть гидросферы находится в постоянном взаимодействии с атмосферой и земной корой. Взаимодействие этих вод и взаимные переходы из одних видов вод в другие составляют сложный круговорот воды на земном шаре. Считается, что в гидросфере впервые зародилась жизнь

---

\* В написании главы участвовал С.А. Остроумов.

на Земле. Лишь в начале палеозойской эры началось постепенное переселение животных и растительных организмов на сушу. Характерное свойство гидросферы – высокая динамичность присущих ей процессов и характеристик. В масштабе геологических событий это относится прежде всего к изменениям очертаний зеркала воды на поверхности планеты Земля. В минувшие геологические эпохи конфигурация морей и океанов была иной. Это означает, что часть нынешней суши была обработана мощным влиянием гидросферы (морей и океанов). В целом в геологической истории Земли шло сокращение площади океана: 3 млрд лет назад его площадь составляла 506 млн км<sup>2</sup>, 2 млрд лет назад – 499 млн км<sup>2</sup>, 1 млрд лет назад – 462 млн км<sup>2</sup> [Клиге и др., 1998] (большинство количественных оценок, приводимых в данной статье, по умолчанию относится к данной монографии Р.К. Клиге с соавторами).

В пермскую эпоху, около 240 млн лет назад, площадь океана достигала приблизительно 411 млн км<sup>2</sup>, что значительно больше, чем сейчас (361,8 млн км<sup>2</sup>). Длительные периоды подъема уровня моря и связанного с этим затопления больших площадей суши имели место неоднократно. В результате трансгрессий прямому воздействию океана подвергались территории, впоследствии оказавшиеся частью современной суши. К ним относится, например, большая часть Русской равнины, Западной Сибири, Дальнего Востока. В меловой период моря занимали значительную часть современной Европы, Северной и Южной Америки, северной части Африки, северо-западной части Азии и часть современной Австралии. В период меловой трансгрессии (максимум которой был 90–97 млн лет назад) под водой находилось 36 % современной суши. Площадь Мирового океана тогда достигала 415 млн км<sup>2</sup>, что составляло 81 % всей поверхности земного шара [Клиге и др., 1998].

Эти сведения показывают огромную роль гидросферы в формировании лика Земли – в геологическом прошлом это имело место в еще большей степени, чем сейчас.

Существует неразрывная связь между свойствами гидросферы и ее функциями в биосфере. Охарактеризуем некоторые из примеров таких связей.

## **5.1. Гидросфера как область жизни и эволюции гидробионтов**

### ***Взаимовлияние водной среды и организмов***

Практически весь объем жидкой воды на Земле заселен организмами. Сюда входит Мировой океан с объемом 1342 млн км<sup>3</sup>, из которых около 30 тыс. км<sup>3</sup> приходится на айсберги; озера с общим объемом около

176–275 тыс. км<sup>3</sup>; водохранилища с суммарным полным объемом около 6 тыс. км<sup>3</sup>, болота с суммарным объемом воды около 12 тыс. км<sup>3</sup>; речная сеть с общим объемом около 2120 км<sup>3</sup>.

Химические и физические свойства воды оказывают решающее воздействие на все стороны жизни организмов, в особенности гидробионтов – их питание, размножение, перемещение, метаболизм. Эта роль свойств воды как среды обитания и эволюции гидробионтов подробно рассмотрена в ряде работ (Пенмэн, 1972; Константинов, 1979). Хотелось бы подчеркнуть, однако, что роль воды не ограничена ее влиянием на жизнь собственно водных организмов. Отметим с самого начала, что один из фундаментальных аспектов роли воды проявляется уже на самом базисном – молекулярном – уровне организации жизни. Вода в живых клетках (как водных, так и наземных организмов) служит уникальной матрицей, определяющей конформацию и взаимодействия важнейших молекул клетки (белков, липидов, нуклеиновых кислот и др.). Благодаря воде происходят ориентация и агрегация биомолекул в соответствии с гидрофильными и гидрофобными свойствами этих молекул и их частей. В результате, например, формируются биомембраны, которые служат структурной основой существования и жизнедеятельности клетки.

Говоря о гидросфере как о среде жизни, необходимо подчеркнуть роль воздействий, направленных, наоборот, от организмов (гидробионтов) к физическим и химическим параметрам водной массы. Химизм воды, содержание взвешенных в ней веществ, прозрачность и другие физические свойства – все эти важнейшие черты водной массы формируются при очень выраженном влиянии водных организмов. Эту роль организмов неоднократно подчеркивал В.И. Вернадский [2001]; подробнее она охарактеризована во многих работах (например [Константинов, 1979; Алимов, 2000; Wetzel, 2001]).

Для жизни и геохимии всей биосферы огромную роль играют два гигантских процесса, свершающиеся в гидросфере – фотосинтез растений (прежде всего, водорослей) Мирового океана и разрушение (окисление) органического вещества в морских водах. Оценки продукции фитопланктона на основе фотосинтеза в океане варьируют; по некоторым оценкам [Виноградов, Шушкина, 1987] она составляет  $10^{12}$  т сырой биомассы в год, или  $6 \cdot 10^{10}$  т углерода в год. Общая биомасса фитопланктона в верхних 200 м Мирового океана составляет, по оценкам Виноградова и Шушкиной [1987], около  $6,7 \cdot 10^9$  т сырой массы, или  $4 \cdot 10^8$  т углерода. Окисление органического вещества в океане также оценивается по-разному; полагают, что бактериальное окисление составляет  $60\text{--}100 \cdot 10^9$  т С в год, а общее окисление –  $85\text{--}150 \cdot 10^9$  т С в год [Виноградов, Шушкина, 1987]. Дальнейшие исследования помогут сделать более точные оценки. Интересно, что приведенные цифры ярко показывают высокую геохимическую активность фитопланктона. Можно заметить, что глобальная биомасса фи-

топланктона на два порядка меньше глобальной продукции, создаваемой этим фитопланктоном за год, т.е. одна единица массы фитопланктона за год создает около ста единиц новой биомассы, что инициирует мощные потоки химических элементов через фитопланктон как компонент биосферы. Сходным образом и другие водные организмы выступают в роли биокатализаторов процессов переноса химических элементов [Остроумов, Колесников, 2000].

Необходимо подчеркнуть исключительно выраженное взаимодействие и взаимовлияние между абиотической частью гидросферы (массой воды как среды и как определенного абиотического объекта нашей планеты) и живыми организмами. Это взаимодействие носит именно взаимный, двусторонний характер. С одной стороны, живые организмы самым разным образом воздействуют на состояние водной среды (прозрачность воды, содержание взвешенных веществ, химизм, оптические свойства и т.д. – это неоднократно будет повторяться в данной главе). С другой стороны, физико-химические свойства воды заметно влияют на эволюцию и функционирование, на все стороны жизнедеятельности тех многочисленных организмов, которые обитают в водной среде, и не только в водной. Так, наземная растительность практически полностью зависит от физико-химических свойств воды, выступающей универсальным растворителем веществ, содержащих элементы минерального питания растений (N, P, S, Fe, Mg, Cu, Mn, Mo, Zn, Se и др.). Именно водный раствор этих веществ, контактируя с корневой системой наземных растений, поставляет им необходимые элементы минерального питания. Именно из водной фазы почвенного покрова поступает в сосудистые растения абсолютно необходимая вода, которая далее проходит по всему организму растений, обеспечивая транспорт веществ, тургорное давление, защиту растений от перегрева и высыхания в воздушной среде, снабжая фотосинтетический аппарат растений водородом, из которого извлекаются электроны, питающие электрон-транспортную цепь хлоропластов – основу фотосинтетического процесса. Иначе говоря, вода несет несколько жизненно важных функций для наземной растительности – транспортную, структурную (поддерживая тургор), энергетическую (стабилизируя температурный режим растений) и биоэнергетическую (будучи источником электронов для биоэнергетики фотосинтеза). Тем самым, вода становится фундаментальным условием существования наземной растительности, составляющей основную часть всей биомассы биосферы. Глобальная фитомасса однолетних растений составляет около  $130 \cdot 10^9$  т С, глобальная фитомасса многолетних растений – около  $700 \cdot 10^9$  т С [Заварзин, 1983], глобальный фотосинтез на суше – около  $50\text{--}65 \cdot 10^9$  т С [Behrenfeld, Falkowski, 1997]. В свою очередь, наземная растительность служит основой для всей жизни на суше.

Итак, гидросфера является ареной существования и эволюции многих видов живой природы. Водная среда естественным образом влияет на те



организмы, которые живут в ней, что создает характерные морфологические, физиологические и биохимические особенности гидробионтов. Внешне это выражается в наличии некоторого конечного числа морфологических типов и жизненных форм гидробионтов (рыбообразный, обтекаемый тип быстро плавающих позвоночных; сидячий, компактный морфологический тип сидящих на дне фильтраторов; червеобразный тип обитателей мягких – песчаных и илистых – донных грунтов и т.д.). Это достаточно наглядно при рассмотрении любых водных организмов. Менее наглядны и менее очевидны противоположно направленные причинно-следственные связи, а именно влияние гидробионтов на водную среду их обитания.

Одна из сторон роли биоты в гидросфере – участие биоты в механизме самоочищения воды в морских и пресноводных экосистемах. Подробнее вопросы биотического самоочищения рассмотрены в работах [Константинов, 1979; Остроумов, 2000, 2001, и др.].

Завершая краткое освещение вопроса о роли биоты для гидросферы, в том числе водной фазы в наземной части биосферы и гидросферы, хотелось бы обратить внимание на роль наземной биоты как фактора, формирующего «наземную гидросферу» на территории континентов. Поскольку биомасса наземных организмов состоит на 80 % из воды, суммарное количество воды в составе наземных организмов довольно значительно. Эта вода в биологически связанном состоянии – один из важных блоков в структуре гидросферы. К тому же это функционально очень активный блок – например, благодаря наземной биоте осуществляется транспирация воды растениями, которая суммарно составляет 8,4 тыс. км<sup>3</sup> в год, или 12 % от всей влаги, которая испаряется с поверхности суши в атмосферу.

## **5.2. Гидросфера как фактор формирования и воздействия на атмосферу**

Испарение воды поверхностью вод и поверхностью суши – важный фактор формирования цикла переноса воды в биосфере. Ежегодное испарение воды с поверхности Мирового океана 407 150 км<sup>3</sup>, с поверхности континентов – 69 910 км<sup>3</sup> [Клиге, 2000].

Для формирования тех или иных свойств атмосферы имеют значение следующие процессы, осуществляемые или зависящие от гидросферы:

- транспирация воды растениями (объемом около 8,4 тыс. км<sup>3</sup>);
- регуляция содержания CO<sub>2</sub> (баланс процессов поглощения и выделения CO<sub>2</sub>) в атмосфере;
- эмиссия с поверхности океана в воздух частичек морской соли, которые выступают как источник аэрозолей и соединений серы;

- эмиссия водорослями и водными бактериями веществ, воздействующих на образование облаков [Lovelock, 1988].

### **5.3. Гидросфера как фактор формирования поверхности литосферы**

Гидросфера оказывает мощное воздействие на формирование поверхности суши. Это воздействие носит двоякий характер. С одной стороны, выпадение осадков на поверхность континентов (119 830 км<sup>3</sup> в год) действует как фактор выветривания; с другой – вода выступает как непосредственный геоморфологический фактор формирования рельефа. Одним из ярчайших примеров являются реки, которые формируют речные долины.

Важность формирования рельефа суши не сводится только к геоморфологии. Жизнь в биосфере подвержена законам широтной и высотной зональности, поэтому рельеф, в свою очередь, служит одним из факторов, определяющих ареалы видов живой природы. Речные долины занимают особое место, поскольку они обладают свойством интразональности и создают благоприятные условия для обитания таких видов, которые иначе в пределах данной географической зоны, возможно, не смогли бы обитать. Тем самым, поддерживается существование более широкого круга видов растений и животных, повышается биоразнообразие.

Гидросфера участвует в формировании поверхности всей литосферы, а не только суши, – поскольку через воду осуществляется мощное воздействие и на поверхность подводной части литосферы. Через толщу гидросферы на дно водных систем (т.е. на покрытую водой поверхность литосферы) опускается большое количество осадочного материала различной природы – около 60 млрд т рыхлых осадков в год [Клиге и др., 1998]. Существенно, что из этого количества значительная часть не просто опосредуется гидросферой, а возникает благодаря гидросфере. Так, твердый сток рек составляет 21,3 млрд т/год, или 35,7 % от общего поступления осадочного материала на дно; образование осадков вследствие размыва берегов 16,7 млрд т/год, или 27,9 % от его общего поступления; вынос ледниками твердых веществ 2,5 млрд т/год, или 4,2 % от его общего поступления; осадкообразование за счет биогенной седиментации около 1,8 млрд т/год, или 3 % от его общего поступления [Клиге и др., 1998]. По оценкам других авторов, роль биогенной седиментации еще больше. При осадконакоплении происходит уплотнение материала – например, сокращение объема, характерное для известняков, происходит при перекристаллизации арагонита в кальцит. С учетом уплотнения материала темпы осадконакопления составляют около 30 км<sup>3</sup> в год. Если бы не про-

исходило других явлений (субдукции и др.), то впадина океана была бы заполнена осадочным материалом за 45–50 млн лет.

#### **5.4. Гидросфера как фактор формирования, регуляции и стабилизации глобального энергетического баланса**

Ежегодно мировой океан поглощает солнечной энергии в среднем около 90 ккал/см<sup>2</sup> в год, что почти в 2 раза больше, чем поглощение тепла суши (около 50 ккал/см<sup>2</sup>).

Гидросфера существенно регулирует, а иногда определяет, такой важный фактор формирования теплового баланса, как альbedo.

Альbedo суши зависит от влажности почв прямо и косвенно, через воздействие влажности почв на растительный покров. Наличие или отсутствие воды в почве, степень влажности последней определяет также характер растительного покрова, а от него, в свою очередь, зависит альbedo покрытой растительностью поверхности суши.

Определенной естественной регуляции подчиняется и формирование альbedo поверхностных вод; поглощение энергии зависит от мутности воды, которая определяется содержанием взвешенных частиц и, следовательно, зависит от содержания фитопланктона и вообще сестона. В воде судьба поглощенного тепла зависит от состояния биоты. В самом деле, ведь поглощенное тепло рассеивается в той части водного столба, в которую проходит падающая электромагнитная радиация. Глубина ее проникновения зависит от оптических свойств воды. Подчеркнем, что оптические свойства воды зависят не только от планктона и сестона, но и от многих других водных организмов. Причина в том, что численность и состав планктона регулируются многими организмами водной экосистемы, тем самым все они прямо или косвенно влияют на физические (оптические) свойства воды. Удаление планктона и вообще взвешенного вещества из воды осуществляется при участии ряда биотических процессов, направленных на самоочищение воды, что было подробно рассмотрено в работах [Константинов, 1979; Виноградов, Шушкина, 1987; Лисицын, 2001; Остроумов, 2001].

Еще одна важная сторона связи между гидросферой и тепловым балансом – связь между испарением воды и поглощением тепла. Существенная часть приходящей тепловой энергии расходуется на испарение воды, которая обладает высокой скрытой теплотой парообразования (при температуре 20 °С она составляет около 585–600 кал/г). В океане около 80 % поглощенной энергии расходуется на испарение более 500 тыс. км<sup>3</sup> воды в год.

Испарение воды частично происходит за счет транспирации растениями, в том числе водными макрофитами. Среднее испарение макрофитами может достигать до очень значительных величин – так, папирусовые болота Нила (южный Судан, 10° с.ш.) испаряют в среднем 240 см в год, что почти вдвое превышает среднее испарение с поверхности океана (116–124 см) [Пенмэн, 1972]. Экологическая и климатообразующая роль водных макрофитов как фактора, увеличивающего испарение (транспирацию) воды, довольно существенна.

С испарением связан еще один важный фактор, влияющий на тепловой баланс, а именно образование облаков, которые отражают часть приходящей в атмосферу радиации. Образование облаков зависит от центров конденсации, часть которых связана с судьбой серы в атмосфере, поскольку над океанами роль центров конденсации несут, наряду с другими частицами, частицы сульфата  $SO_4^{2-}$ . Образование этой части центров конденсации зависит от поступления в атмосферу веществ, источник многих из которых находится в гидросфере. Таковы частицы морской соли и морской воды, а также серосодержащие соединения, выделяемые морскими организмами, например диметилсульфоксид [Lovelock, 1988]. Цепочка взаимосвязанных событий такова: выделяемый водорослями (морским фитопланктоном) диметилсульфоксид окисляется в атмосфере до сульфата, частицы которого служат центрами конденсации влаги. Это ведет к образованию облаков – важного фактора, влияющего на климат и тепловой баланс [Andrews et al., 1996].

Отметим и такие недооцениваемые факторы влияния гидросферы, как выравнивание неоднородностей в распределении тепловой энергии по поверхности земного шара и стабилизация теплового режима во времени. С водой, которая перемещается по поверхности земного шара на большие расстояния и обладает высокой теплоемкостью, переносятся значительные количества тепла. Это способствует выравниванию неоднородностей пространственного распределения тепла на Земле, что препятствует развитию экстремальных погодных явлений. Высокая теплоемкость воды способствует и тому, что сглаживаются колебания в поступлении тепловой энергии на поверхность планеты – колебания во времени, связанные с сезонностью и наклоном земной оси.

## **5.5. Функции гидросферы как связующего и интегрирующего фактора**

Круговорот воды в биосфере очень активен. Время жизни молекулы воды в атмосфере невелико – считается, что полная смена влаги в атмосфере происходит в среднем за 9–10 дней [Клиге и др., 1998].

Общий запас воды в атмосфере 14 тыс. км<sup>3</sup>, а годовое выпадение осадков из атмосферы 577,1 тыс. км<sup>3</sup>. Следовательно, за год весь атмосферный запас воды выпадает с осадками 41 раз, что наглядно показывает интенсивность потоков воды с поверхности суши и воды вверх (в виде паров воды) и обратно вниз (в виде атмосферных осадков). Вода испаряется в одних регионах биосферы и выпадает с осадками нередко в совершенно других регионах. Затем вода может сравнительно быстро перемещаться по руслу рек на значительные расстояния.

Время водообмена в озерах, водохранилищах и болотах составляет в среднем 7–33 года; смена запасов почвенной влаги благодаря мощной транспирации воды растениями составляет всего 1–5 лет. В реках водообмен происходит за 15–60 дней.

Велики масштабы океанических течений. За счет течений вода переносит большое разнообразие химических веществ и пассивно мигрирующих организмов. В итоге вода оказывается связующим и интегрирующим звеном в масштабе всей биосферы. Это положение, основанное на сумме современных знаний, заставляет по-новому увидеть мудрость афоризма Леонардо да Винчи: «Вода – возникший природы» (см. [Пенмэн, 1972]).

Роль воды в осуществлении связи между Мировым океаном и континентами носит двоякий характер. Во-первых, это перенос испаряемой океанами воды. Вода, испаряемая с поверхности океанов, частично переносится с воздушными массами и выпадает в виде осадков над территорией континентов. С поверхности океанов ежегодно испаряется около 116–124 см, что выше среднегодовой суммы осадков, выпадающих над океанами – 107–114 см. Разницу составляет вода, выпадающая над континентами и выносимая в океан с речным стоком (около 10 см) [Пенмэн, 1972]. Общий речной сток составляет около 50 тыс. км<sup>3</sup> в год [Клиге и др., 1998]. Во-вторых, это вынос вещества реками в Мировой океан. С речной водой с территории континентов выносятся значительное количество продуктов выветривания и других веществ. Например, поступление осадочного материала в виде различных взвесей в воде рек, поступающей в океан (твердый сток), составляет около 21,3 млрд т в год. Поступление в океан растворенных в речной воде веществ оценивается от 3,2 до 3,5 млрд т в год. С ледниковым стоком в океан поступает около 1,8 млрд т в год (Добродеев, Суворова, 1976, цит. по [Клиге, 2000]).

Функции воды в осуществлении связи между континентальной сушей и континентальными водоемами также двоякие. Во-первых, это связи и воздействия в направлении от водоемов и водотоков к суше. Аналогично сказанному выше, вода, испаряемая с поверхности континентальных водоемов (озер, водохранилищ) и водотоков, частично переносится с воздушными массами и выпадает в виде осадков над территорией континентальной суши. Во-вторых, это связи и воздействия в направлении от суши к водоемам и водотокам. Аналогично сказанному выше, с террито-

рии водосборов собираются продукты выветривания и другие вещества и выносятся водотоками вниз по течению. Часть водотоков впадает в озера, химизм воды которых может существенно модифицироваться благодаря поступающим веществам.

Благодаря воде осуществляются двусторонние связи между поверхностью Земли и атмосферой. Во-первых, это зависимые от гидросферы связи и воздействия в направлении от поверхности Земли (поверхности водоемов) к атмосфере. С поверхности водоемов в атмосферу поступают многие важные компоненты: вода, углекислый газ, кислород, соединения азота, серы и другие вещества, выделяемые гидробионтами, такие, например, как образуемые морскими бактериями сероводород или выделяемые фитопланктоном органические серосодержащие вещества. Во-вторых, это связи и воздействия, направленные от атмосферы к поверхности Земли (водоемов). Помимо выпадающей с осадками воды, важнейшими факторами такого воздействия являются потоки диоксида углерода, кислорода, а также азота, который усваивается азотфиксаторами (цианобактерии и др.). Из атмосферы на водную поверхность поступают соединения азота и серы. Выпадение соединений серы (таких, например, как  $\text{SO}_2$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ) с дождями на поверхность океанов составляет 217 млн т в год (в пересчете на сульфаты), а выпадение этих же соединений с дождями на поверхность суши составляет 258 млн т в год (Kellog et al., 1972, цит. по [Wetzel, 2001]). Отметим, что поступление в водоемы оксидов серы и азота из атмосферы увеличилось в последнее время за счет антропогенного загрязнения. Загрязнение выпадающими с осадками кислотами (кислые дожди) настолько значительно, что проблемой стало закисление ряда поверхностных водоемов.

Имеются отчетливые связи между биотой гидросферы и биотой суши. Многие виды животных, обитающих на суше, используют биологические ресурсы водных экосистем как пищевой ресурс. Следует отметить также существенное место, которое занимают в биосфере мигрирующие гидробионты. Ряд гидробионтов имеют жизненные циклы, которые включают в себя миграцию из океана (морей) в континентальные водотоки и в обратном направлении. На всех этапах этих миграций гидробионты служат ресурсным объектом для тех или иных видов экосистем, через которые пролегают пути миграции. Тем самым эти гидробионты включаются в локальные пищевые сети и связанные с ними локальные потоки и кругообороты веществ.

## **5.6. Антропогенные воздействия на гидросферу**

В последние десятилетия зафиксированы изменения ряда параметров гидросферы и биосферы, причем роль антропогенного фактора как причи-

ны этих изменений либо доказана, либо представляется высоко вероятной. Вот некоторые из них [Клиге, 2000]:

- развитие потепления и увеличение контрастности температур между океаном и континентами, между северными и южными широтами и как следствие – интенсификация циркуляционных процессов в атмосфере, увеличение количества глубоких циклонов над Европой (с 1910 по 2000 г. их число увеличилось на 50 %);

- связанное с предыдущим возрастание количества ураганов и тропических циклонов в северной Атлантике;

- возрастание количества тропических циклонов на востоке северной части Тихого океана возросло на 30 % (за период 1965–2000 гг.);

- возрастание испарения с океанической поверхности приблизительно на 4 % и как следствие – изменение тепловлагообмена между океаном, атмосферой и континентами;

- рост облачности в атмосфере как над океанами, так и над континентами (например, над Европой, Индией, Северной Америкой, Австралией) приблизительно на 10 % за 1900–2000 гг.;

- увеличение атмосферных осадков, особенно над приокеаническими склонами континентов и над островами;

- возрастание речного стока на территории морских островов, что связывают с нарастанием испарения влаги на окружающих их акваториях; испаряющаяся влага переносится с воздушными потоками, конденсируется и выпадает в виде осадков над островами;

- сокращение площади ежегодно возникающего снежного покрова в Северном полушарии (в период 1972–1996 гг. более чем на 2 млн км<sup>2</sup>);

- повышение уровня Мирового океана (за период с 1860 по 1996 г. около 20 см).

Список изменений гидросферы этим далеко не исчерпывается. Более того, современное состояние гидросферы и ее роль в биосфере можно оценить только с учетом того, что существует несколько видов воздействия на саму гидросферу.

**1. Перераспределение потоков, изменение связей между блоками гидросферы.** Нельзя недооценивать масштаб современных и грядущих антропогенных воздействий на саму структуру гидросферы. Нарушаются и потоки воды между компонентами гидросферы, и соотношение запасов воды в отдельных блоках гидросферы. Так, изъятие воды из рек приводит к заметному уменьшению речного стока и объема пресной воды, проходящей через устья, в особенности в засушливых регионах с большим водопотреблением для сельского хозяйства. Зафиксированы существенные снижения запасов воды в тех блоках гидросферы, которые представлены ветлендами и ледниками.

Объем ледников континентального горного оледенения уменьшился за период 1884–1975 гг. на 1886 км<sup>3</sup>, т.е. на 5 %. За период 1882–1985 гг. результирующая водного баланса континентального горного оледенения была отрицательной, т.е. ежегодное убывание массы льда составляло около 23–25 км<sup>3</sup> [Клиге, 2000]. С учетом всех районов оледенения, включая Антарктиду, общее сокращение оледенения достигает 400 км<sup>3</sup> в год [Клиге, 2000]. Объем ряда ледников (в том числе в Европе) за столетие уменьшился приблизительно вдвое.

Приращение объема океана составляет около 610 км<sup>3</sup> в год [Клиге, 2000].

Антропогенное влияние на водообмен проявляется в росте мирового водопотребления, росте безвозвратных водных потерь, возникновении дополнительных осадков, изменении поверхностного стока. Водопотребление в мире достигает сейчас более 4 тыс. км<sup>3</sup> в год. В сельском хозяйстве для орошения около 3 млн км<sup>2</sup> земной поверхности используется 80 % потребляемой воды. Деятельность человека ведет к увеличению испарения воды, что, в свою очередь, ведет к дополнительным атмосферным осадкам в размере 1 тыс. км<sup>3</sup> в год. Создание плотин увеличивает объем речных вод, задерживаемых в речной сети, до 70 км<sup>3</sup>, что вызывает замедление водообмена речных вод в 10–12 раз [Клиге, 2000].

Еще один вид антропогенных воздействий и изменений гидросферы связан со следующим. Развитие глобального и регионального потепления привело к увеличению частоты крупномасштабных климатогидрологических аномалий, связанных с явлением Эль-Ниньо – теплым сезонным течением поверхностных вод в восточной части Тихого океана. В отдельные годы происходит усиление этого течения, что вызывает крупномасштабные изменения в атмосфере и аномалии погоды во многих районах. Ранее усиление Эль-Ниньо происходило в среднем каждые 11 лет, но с развитием потепления частота этого явления увеличилась и оно наблюдается каждые 4–5 лет [Клиге, 2000].

**2. Загрязнение гидросферы.** Важнейшими видами загрязнения являются загрязнение нефтепродуктами, пестицидами, тяжелыми металлами и некоторыми другими классами веществ. Это хорошо документированный факт, подробно описанный в ряде публикаций [Yablokov, Ostroumov, 1991; Rand, 1995; Moiseenko, 1999; Остроумов, 2001].

**3. Воздействие на биоту гидросферы.** Это серьезная опасная тенденция, поскольку биота является, с одной стороны, составной частью гидросферы, с другой – оказывает значительное воздействие на качество воды. Установлено, что в результате совокупного действия нескольких факторов (нарушение местообитаний, вселение видов в экосистемы, чрезмерный промысел и др.) снижается численность многих видов гидробионтов, не-



которые виды исчезают из привычных экосистем [Яблоков, Остроумов, 1985; Yablokov, Ostroumov, 1991; Павлов и др., 1994].

Среди гидробионтов высока доля видов, которые имеют статус находящихся под угрозой или вызывающих обеспокоенность (*threatened/special concern status*). Так, среди рыб Европы такой статус имеют более 40 % видов, среди рыб Северной Америки – более 30 % видов, среди рыб Австралии – более 25 % [Moyle, Leidy, 1992; World Resources, 1994]. Из числа факторов, которые вызывают исчезновение видов рыб, как показано на примере североамериканских пресноводных рыб, на первом месте стоят модификация и потеря местообитаний (*habitat modification and loss*) – этот фактор оказывает свое негативное воздействие в случае 73 % вымирания североамериканских пресноводных рыб [Miller et al., 1989]. Многие важные примеры антропогенного пресса на рыб и возникновения угрозы вымирания для многих видов приведены в книге Д.С. Павлова [1994] «Редкие и исчезающие виды рыб».

В последнее время показана опасность снижения функциональной активности популяций гидробионтов, важных для формирования качества воды [Остроумов, 2001]. Примером таких гидробионтов являются двустворчатые моллюски, которые фильтруют воду [Константинов, 1979; Остроумов, 2000]. В Северной Америке 43 % видов и подвидов пресноводных двустворчатых моллюсков либо находятся под угрозой исчезновения, либо уже исчезли [Allan, Flecker, 1993].

Еще одна сторона антропогенного воздействия на гидросферу связана с глобальными и локальными изменениями климатической системы Земли. Полагают, что эти изменения сказываются на усилении такого периодически возникающего явления, как Эль-Ниньо. При усилении Эль-Ниньо усиливается теплое течение, которое препятствует проникновению кислорода в глубь морской воды и губительно влияет на планктон и рыб.

Прежде чем перейти к заключительным словам, хотелось бы отметить, что гидросфера таит в себе немало загадок, и многие стороны ее жизни продолжают оставаться *terra incognita*. Не исключено, что по меньшей мере часть этих загадок и малоизученных проблем связаны с биосферой и недостаточной изученностью биотических процессов в водоемах и водотоках. Сохраняется большая неопределенность в количественных оценках содержания важнейших химических элементов (углерода, азота и др.) в основных блоках гидросферы и Мирового океана (биомасса живых организмов, коллоидные вещества, поверхностные воды, глубинные воды, донные осадки), в оценках потоков химических элементов между этими блоками. По-прежнему остается загадкой поразительное постоянство химического состава морской воды на протяжении последних 900 млн лет – при том что втекающие в океан речные воды имеют совершенно другой химический состав [Andrews et al., 1996]. Поэтому дальнейшее познание

всей суммы регуляторных процессов в гидросфере является важнейшей и актуальной задачей.

### **5.7. Выводы. Глобальная функция гидросферы – универсальный фактор регуляции и стабилизации в биосфере**

Общий итог вышесказанного – гидросфера всеми своими свойствами (и как абиотическая масса воды, и как активно функционирующее в ней живое вещество) несет важнейшие для биосферы функции регуляции, интеграции и стабилизации многих процессов и параметров биосферы. Поэтому антропогенные воздействия на гидросферу опасны не только сами по себе, но и тем, что могут вызвать вторичные, негативные последствия, связанные с нарушением биосферных функций гидросферы.

---

---

## Глава 6. ПЕДОСФЕРА

---

---

Педосфера тонким слоем покрывает литосферу, в основном осадочные породы, образуя плащ, разрываемый элементами гидросферы и литосферы. В последние 10 тыс. лет в связи с хозяйственной деятельностью человека педосфера нарушена дорогами, поселениями, горными выработками и другими элементами человеческого быта.

Несмотря на малую мощность (толщину) – всего от нескольких сантиметров до 2–3 м, педосфера выполняет множество планетарных функций, в том числе экологические функции, определяющие жизнь биосферы. В то же время своим происхождением и функционированием, педосфера непосредственно связана с другими геосферами.

### 6.1. Развитие понятия педосферы

Впервые ясное представление о почвенном покрове Земли как особой ее поверхностной оболочке, одевающей всю земную сушу в виде разных почвенных зон, сформулировал основатель генетического почвоведения профессор Санкт-Петербургского университета В.В. Докучаев (1846–1903). В своей знаменитой работе 1899 г. «К учению о зонах природы» В.В. Докучаев писал: «... весь земной шар одет разноцветными почвенными лентами, окраска которых, параллельно увеличению тепла и света от полюсов к экватору ... постепенно делается интенсивнее и ярче, начиная от белоземов (подзолы) на севере, переходя в серые земли, черноземы и каштановые почвы в умеренно теплых широтах и кончая желтоземами и карминно-красными латеритами (красноземы) в субтропических и экваториальных широтах». Своим взглядам о зональном характере строения почвенного покрова Земли Докучаев дал и картографическое выражение, создав в 1899 г. первую в истории науки картосхему почвенного покрова Земли под названием «Почвенные зоны северного полушария» [1951]. Она демонстрировалась и вызывала большой интерес на Всемирной выставке 1900 г. в Париже. Понятие о почвенном покрове Земли как одной

из ее геосфер – «педосфере», предложил в 1905 г. профессор А.А. Ярилов (1868–1948) в своей монографии «Педология как самостоятельная естественно-научная дисциплина о Земле». Обсуждая вопрос о строении нашей планеты, А.А. Ярилов писал: «Число периферических “членов” нашей планеты, число “царств земли” должно быть пополнено еще одним и притом важнейшим из всех как с точки зрения человека, так и всей остальной организованной природы. Этот новый член, уже по своей физической структуре совершенно отличный и от плотной литосферы, и от жидкой и газообразной гидро- и атмосферы, может быть назван по аналогии со всеми ими педосферой, а отрасль общей науки о Земле, изучающая его – педологией. Термин “педосфера” в переводе с греческого языка буквально означает “почвенная сфера”». Понятие о педосфере как синониме почвенного покрова земного шара приводит в своем «Курсе почвоведения» 1927 г. профессор С.А. Захаров. «Почвенный покров земного шара, или *педосфера*, представляет тонкую оболочку, облегающую литосферу, или «твердь земную», на границе соприкосновения последней с воздушной оболочкой, или атмосферой, водной оболочкой – гидросферой – и биосферой, в которой сосредоточена жизнь земных организмов». Это определение С.А. Захаров сопровождает схематическим рисунком, показывающим место педосферы среди других природных сфер.

В.И. Вернадский (1863–1945) использует в 1936 г. термин «педосфера» как понятие о тонком слое почв среди других геосфер при обсуждении их химического состава. В настоящее время термин «педосфера» все шире используется в специальной научной и учебной литературе, начинает входить и в энциклопедические издания. В отличие от других геосфер, обладающих большой мощностью (толщиной), измеряемой десятками и сотнями километров, педосфера представляет собой тончайшую оболочку, буквально пленку на поверхности земной суши толщиной всего 1–2 м. Поэтому педосферу образно называют кожей Земли (*Geoderma*). Несмотря на эту ничтожную толщину, педосфера играет незаменимую экологическую роль в функционировании биосферы, а следовательно, и в жизни человека.

Педосфера, т.е. почвенный покров Земли, состоит из огромного числа самых разнообразных почв. Впервые понятие о почвах как особых природных телах ввел в науку выдающийся русский ученый-естествоиспытатель В.В. Докучаев. В своей знаменитой книге 1883 г. «Русский чернозем» он предложил понимать под почвами «вполне самостоятельные естественно-исторические тела, которые являются результатом чрезвычайно сложного взаимодействия местного климата, растительных и животных организмов, состава и строения материнских горных пород, рельефа местности, наконец, возраста страны». Это определение послужило в дальнейшем теоретической основой новой естественно-исторической науки – генетического почвоведения. Вследствие разнообразия природных условий

на пространствах земных континентов разнообразны и почвы, составляющие их почвенный покров. Согласно национальным и международным классификациям, в мире насчитываются сотни типов и многие тысячи видов и разновидностей почв, различающихся по строению, физическим и химическим свойствам, гидротермическим режимам, составу и жизнедеятельности обитающих в них животных и микроорганизмов.

## **6.2. Географическое разнообразие педосферы**

Географическое разнообразие почв получает отражение на разномасштабных почвенных картах, которые составляются как на небольшие участки земли, так и на территории целых стран, континентов и всего мира. Первая мировая почвенная карта, была составлена В.В. Докучаевым в 1899 г. в виде схемы, содержала всего пять природных почвенных зон и была действительно картографической схемой. Однако ее научное значение очень велико, так как впервые в истории естествознания было показано, что распространение разных почв на планете Земля не случайно и хаотично, а имеет вполне закономерный характер. Эта карта-схема наглядно отразила открытый Докучаевым мировой закон зональности почв и положила начало новой науки – географии почв. Дальнейшее развитие географии и картографии почв открывало все большее разнообразие почв и показывало, насколько более сложной является структура почвенного покрова Земли в сравнении с первоначальными представлениями, отраженными на первых почвенных картах начала XX в.

Среди современных мировых почвенных карт особое место занимает Почвенная карта мира ФАО-ЮНЕСКО. Это первая в истории мировой картографии почвенная карта, составленная на основе международного сотрудничества ученых многих стран. Ее составление заняло почти 20 лет (1961–1978 гг.). Она опубликована на 19 листах в масштабе 1:5000000 и сопровождается пояснительными текстами в нескольких томах. На основе этой карты в 1982 г. была дана оценка почвенных ресурсов Земли. Современные знания о географическом разнообразии почв и структурах почвенного покрова дают основание рассматривать почвенный покров Земли, ее педосферу, как сложную природную систему, обладающую структурно соподчиненным типом строения, сложившимся в результате длительной истории развития и взаимодействия эндогенных и экзогенных, биологических и геологических факторов на поверхности земной суши.

Педосфера включает в себя такие крупные почвенно-географические структуры, как почвенно-географические пояса, секторы и области, почвенные зоны и провинции, округа и районы. Выявлено также наличие крупных почвенно-геохимических «формаций» и «полей», отражающих

закономерности биогеохимических процессов на пространствах земных континентов [Глазовская, 1973; Добровольский, 1997; Ковда, 1963; Романова и др., 1993].

В XX в. основное внимание почвоведов было направлено на изучение генезиса, свойств, систематического и географического разнообразия почв, а также на повышение плодородия почв в условиях сельскохозяйственного производства. Несравненно меньше внимания уделялось влиянию почв и почвенного покрова на состояние атмосферного воздуха, поверхностных и грунтовых вод на здоровье человека и биосферу в целом.

А между тем на рубеже XX и XXI вв. человечество впервые столкнулось с глобальной угрозой экологического кризиса, вызванного неконтролируемым использованием природных ресурсов, обострилась необходимость контроля за использованием природных ресурсов, проведения природоохранных мероприятий, борьбы с опустыниванием и деградацией почв.

### **6.3. Экологические функции почвы**

В почвоведении это послужило стимулом для анализа и оценки экологической роли почв в биосфере и жизни человека. Почвы все в большей мере стали изучаться не только с генетической и агрономической точек зрения, но и как сложные полифункциональные природные системы, оказывающие воздействие на другие экосистемы и биосферу, включая экологические условия жизни человека [Добровольский и др., 2000; Ковда, 1985].

В Московском университете им. М.В. Ломоносова в 2001 г. состоялся международный симпозиум «Функции почв в биосферно-геосферных системах». В 2003 г. вышла в свет обстоятельная монография «Структурно-функциональная роль почв и почвенной биоты в биосфере», в которой разносторонне рассмотрены место и роль почвы в биосфере. Все более важное значение приобретало учение об экологических функциях почв. На его основе сформировалось функционально-экологическое направление в современном почвоведении. Под экологическими функциями почв понимаются такие их свойства, которые определяют роль и значение почв в природе и жизни человека. Многочисленные функции почв в наземных экосистемах подразделяются на физические, химические, физико-химические, биологические, регуляторно-информационные и др. (табл. 6.1). Все они обусловлены соответствующими свойствами, процессами и режимами.

Физические функции почв осуществляются в том, что почвы воспринимают, аккумулируют и частично передают атмосферную влагу в грунтовые воды, регулируют газообмен почвы с атмосферой, образуют для почвенной биоты ниши для защиты от воздействия внешних факторов, сохраняют

семена и эмбрионы растений и животных, служат механической опорой корневых систем и надземных ярусов растений.

**Таблица 6.1.** Экосистемные функции

Физические	Химические и физико-химические	Биологические	Информационные
Жизненное пространство	Аккумуляция биофильных элементов, ферментов, биохимической энергии	Среда обитания организмов	Регуляция структуры экосистем
Механическая опора	Сорбция веществ, микроорганизмов	Связующее звено биологического и геологического круговоротов веществ	Сигнализация изменений состояния экосистем
Аккумуляция влаги		Биологическая продуктивность (плодородие)	Запись и хранение показателей истории экосистем (почва-память)
Защитная экологическая ниша	Деструкция и минерализация органических остатков		
Депозит семян, эмбрионов, цист	Ресинтез органических и минеральных веществ		

Разнообразны химические и физико-химические функции почв. К ним относятся адсорбция и аккумуляция разных жизненно необходимых для почвенной биоты и растений биофильных химических элементов, ферментов; деструкция и минерализация отмерших остатков растительных и животных организмов и тем самым возвращение биофильных элементов в новые циклы жизни; ресинтез органических и минеральных веществ, в том числе почвенного гумуса и вторичных минеральных и органо-минеральных новообразований.

Еще в 1913 г. В.И. Вернадский [1960] писал в статье «К вопросу о химическом составе почв»: «С каждым годом значение биохимических процессов в почвах становится для нас все яснее и они выступают все ярче на первое место в их химической истории. И вместе с тем, все яснее

становится нам значение почвы в биосфере – не только как субстрата, на котором живет растительный и животный мир, но и как области биосферы, где наиболее интенсивно идут разнообразные химические реакции, связанные с живым веществом».

Важнейшее значение имеют такие общие биологические функции почв, как уникальная среда обитания самых разнообразных живых существ, как связующее звено биологического и геологического круговорота веществ в наземных биогеоценозах, как их биологическая продуктивность, а в агробиоценозах – плодородие. Эти биологические функции почв требуют более обстоятельного рассмотрения.

Оценивая почву как природное тело, обладающее экологическими функциями, следует определить само содержание понятия «экологическая функция». Г.В. Добровольский и Е.Д. Никитин [2000] относят к экологическим функциям воздействие почв на живые организмы и другие природные тела. Рассматривая экологические функции почв как проявление свойств природного тела, следует помнить, что разные почвенные фазы (воздух, вода, твердая фаза) играют неодинаковую роль в реализации функций. Кроме того, сам объем понятия функций не очень определен. Функцией можно считать снабжение растений питательными веществами вообще или, например, одним фосфором (по своему проявлению эти функции могут существенно различаться). Кроме того, одно и то же свойство почвы участвует в реализации разных функций почвы. Так, кислотность почв действует на функцию снабжения растений питательными веществами, устойчивость растений к вредителям, грибным заболеваниям и т.п. Можно выделить группы функций и объекты их воздействия (табл. 6.2).

**Таблица 6.2.** Схема основных функций почвы как природного тела

Группы экологических функций почвы		
Регуляция химического состава других тел	Трансформация других тел	Регуляция циклов веществ в биосфере
Объекты действия групп функций		
Гидросфера, другие твердые, биокосные тела, атмосфера, живые организмы	Литосфера, гидросфера, атмосфера, живые организмы	Биологический круговорот, геологический круговорот

Почва, образовавшись на поверхности геологической породы, воздействует на нее, изменяя минералогический и химический состав породы. Этот процесс можно назвать педолизом: изменение породы под действием почвы. Каждая кора выветривания, по крайней мере с мелового периода,



хранит следы этого воздействия, педолиза. Почва регулирует сток и состав вод, питающих Мировой океан, не говоря уже о влиянии почв на состав вод рек, озер, прудов. Не менее важно воздействие почвы на атмосферу. Выделяя углекислый газ, аммиак, оксиды азота, метан, почва изменяет состав атмосферы, а возможно, и мощность озонового экрана Земли. В то же время происходят сток углекислого газа и азота в почву из атмосферы и закрепление его в почве на достаточно длительный срок (гумус, почвенные карбонатные новообразования).

По сущности функций их можно разделить на группы на основании принципов их действия.

*Химические:* трансформация состава природных веществ (минералов, других неорганических и органических соединений, живых организмов). Синтез новых веществ, включая комплексы и смеси. Каталитическая активность. Химическая буферность почв.

*Биохимические:* деструкция органических веществ, воспроизводство гумуса.

*Биологические:* накопление биологических и органических стимуляторов и ингибиторов. Среда обитания живых организмов. Источник питательных веществ и воды. Стимулятор и ингибитор живых организмов.

*Физико-химические:* сорбция и десорбция веществ. Диффузия веществ. Окислительно-восстановительный режим. Кислотно-щелочная буферность почв.

*Физические:* влияние на остаточные электромагнитные поля. Формирование структуры экосистем.

Почва как среда обитания разных организмов достаточно хорошо изучена. Так, в лесных БГЦ запас корней в почве составляет 20–30 т/га, животных – 1–2 т, микроорганизмов – до 5 т. Все они используют поровое пространство почвы. Плотность выше 1,4 г/см<sup>3</sup> резко снижает возможности корней и животных проникать в почву. В этом случае почва как жизненное пространство функционирует ограниченно.

Как механическая опора почва успешно служит травам, кустарникам, деревьям. Но при достижении деревьями определенных размеров (для каждой почвы они свои) и парусности кроны может произойти вывал, так как почва не выдержит воздействия ветра и произойдет отрыв части почвы от остальной массы. Одиночные вывалы – обычное явление для спелого леса, но бывают массовые вывалы, связанные с ураганом, большими снегопадами и т.п. Почва как место поселения играет важную, если не первую, роль в конкуренции растений. Заняв определенный объем почвы, разместив корни в поровом пространстве, растения не пускают конкурентов в данную точку пространства, если нет симбиоза или если растения работают на «разных этажах» почвы.

Водный и тепловой режимы экосистем также активно регулируются почвой: обмен теплом и водой между почвой и атмосферой часто замедлен

из-за того, что верхний слой почвы мульчирует более глубокие горизонты и замедляет диффузию водяного пара и теплоты. В результате, в почве сохраняются вода и уровень температуры, обеспечивающий функционирование растений, микроорганизмов и почвенных животных.

Почвы дезактивируют поступающие или даже образующиеся в почве токсические вещества. Из этой функции можно выделить санитарную функцию, способность почв «убивать» многие патологические микроорганизмы. Но есть ряд организмов, которые достаточно долго сохраняются в почве (возбудители столбняка, лептоспирозы и др. [Максименкова, 1985]). Важно отметить, что в условиях города, в урбоэкосистемах санитарная функция очень важна (Гантимуров, 1939, см. [Карпачевский, 2005]). Ее ослабление в этих условиях приводит к распространению ряда заболеваний (кишечных, туберкулеза, разных эпидемических болезней). При этом следует помнить, что в ряде случаев возбудители болезней обитают не в самой почве, а в животных, обитающих в почве. Это, в частности, относится к некоторым видам грызунов, таким как крысы, мыши (разносчикам чумы, гепатитов и т.п.).

Информационные функции почвы изучены пока еще мало. Известно, что как только среднесуточная температура почвы переходит рубеж  $5^{\circ}\text{C}$ , в почве резко возрастает подвижность таких питательных веществ, как Р, К, NH. Другими словами, температура  $5^{\circ}\text{C}$  – сигнал для начала вегетационного периода БГЦ, для начала потребления питательных веществ из почвы.

Почва управляет возобновлением БГЦ при его нарушении, сохраняя «память» об исходном БГЦ. Даже пахотная почва, подвергшаяся разной обработке, после забрасывания ее в залежь инициирует процесс восстановления зональных БГЦ, характерных для данных местообитаний. Особенно это стало заметно после исключения из обработки пахотных земель Сибири, освоенных в 1954 г. Огромные массивы пахотных земель, простирающиеся на десятки километров, после прекращения пахоты сначала заросли осотом, а затем на них восстановилась степная растительность. Часто почва обладает хорошими лесорастительными свойствами и позволяет растениям успешно произрастать на них, но она лишена возобновительных свойств, способности содействовать возобновлению эдификаторных растений, формирующих данную экосистему, данный БГЦ. Так, посаженные на черноземах ели (например, Моховое, Орловской обл.) прекрасно растут, но не возобновляются, не дают благонадежного подроста.

Состояние почв может стать сигналом, пусковым механизмом для ряда сукцессий. Например, в засушливый 1972 г., когда в Московской области горели леса и торфяники, в некоторых ельниках от засухи погиб мшистый покров, и ряд моховых парцелл сменились на разнотравные, а мшистый ельник эволюционировал в осоковый. Возможен и обратный ход при длительном переувлажнении почвы в ельниках.

Биогеохимические функции почв включают в себя такие группы функций, как аккумуляцию органических веществ, трансформации детрита и других органических веществ, стимуляция и ингибирование растений и животных в почвах. Для всех почв характерны образование гумуса и та или иная его аккумуляция в почве. В то же время сам гумус закрепляет некоторые элементы (уран, стронций, медь и др.).

Важная функция – фиксация азота из почвы. Если на поверхность суши выходит рыхлая осадочная порода, то первые мизерные порции азота в нее поступают из атмосферы с осадками, где в результате гроз образуются соединения аммония. Этого содержания азота часто оказывается достаточно для поселения высших растений. Поступление в почву в результате жизнедеятельности растений органических веществ (опад и корневые выделения, а также вода осадков, омывающая растения) приводит к накоплению в почве органического вещества и азота. В итоге в ней образуется микробный комплекс, который начинает связывать азот из воздуха (азотфиксация). В результате почва обогащается азотом, органическим веществом, затем подвижными соединениями калия, фосфора и общее ее плодородие растет.

Группа функций трансформации веществ в почве включает превращение растительного опада и остатков животных в почвенный гумус, в другие более простые органические соединения. Некоторая часть органических веществ окисляется до углекислого газа и выделяется в атмосферу.

Трансформацию веществ в почве ускоряют и замедляют катализаторы и ингибиторы. Среди катализаторов на первом месте стоят ферменты. Но в почве содержится множество абиотических катализаторов (силикаты, соединения железа, марганца, других тяжелых металлов).

Очень важна для жизни экосистем функция сорбции почвой воды и других веществ. Благодаря этому свойству почва всегда имеет «водную среду», позволяющую идти разным химическим реакциям, жить микроорганизмам (тоже сорбированным на почвенных частицах [Звягинцев, 1987]). Сорбция – функция минеральной, органической и органоминеральной матриц [Гаджиев, Дергачева, 1977; Зубкова, Карпачевский, 2005]. Из них – минеральная матрица лежит в основе всех остальных. Она представляет собой поверхность всех почвенных частиц, составляющих почвенную массу. Почвенная матрица определяет сорбцию катионов, матричный потенциал почвенной воды и ряд других свойств, имеющих важное экологическое значение для растений. На минеральной матрице формируется органическая, гумусовая матрица, сорбируются микроорганизмы, ферменты. Состав и количество активных центров матрицы – важные ее характеристики, зависящие от суммарной поверхности почвенных частиц.

Многие, если не все, почвенные процессы связаны с той или иной формой передвижения веществ. Эти функции почвы выражаются в перемещении веществ в растворенной форме, в виде золя, с водой или в ре-

зультате диффузии. На процессах диффузии основано питание растений (подток питательных веществ к корню растений).

К функции перемещения веществ в почве и экосистеме относят газообмен почв с атмосферой. Из почвы в воздух поступают углекислый газ, метан, оксиды азота. А из воздуха, поступившего в почву, поглощается азот, кислород (идет на дыхание корней, мезофауны, микроорганизмов).

Даже краткий обзор экологических функций почвы показывает их важность для растений и других организмов, для БГЦ и биосферы в целом. Все эти функции проявляются в естественных экосистемах. В искусственных экосистемах человек часть функций существенно меняет, ограничивает. В отсутствие живых организмов функции почвы не проявляются и почва превращается в органогенную геологическую породу.

С теорией экологических функций почв тесно связана теория экологического соответствия почв растениям, разработанная А.Л. Бельгардом и А.П. Травлевым [1980]. Ее сущность заключается в том, что при отсутствии этого экологического соответствия растения или не будут расти на данных почвах, или будут сильно угнетаться. Так, ель на песчаных почвах расти не будет. Солонцы также не пригодны для деревьев. Переувлажненные почвы с периодом затопления в летние месяцы более 10 дней также экологически не соответствуют местообитаниям ели. Экологическому соответствию почв способствует или препятствует также экологическое соответствие климата. В случае несоответствия климата даже экологическое соответствие почв приводит лишь к достаточно хорошему росту определенных растений, но естественное их возобновление отсутствует. Это можно продемонстрировать на таких интродуцентах, как каштаны в парках Москвы: они хорошо растут, но не дают возобновления. Также ель на серых лесных почвах растет очень хорошо, но не возобновляется самостоятельно. Экологическое соответствие почв включает в себя способность растений выдерживать конкуренцию других растений на этих почвах. Например, обычно суглинистые подзолистые и дерново-подзолистые почвы позволяют посаженным на них соснам быстро расти и давать хороший прирост. Но второе поколение сосен на этих участках самостоятельно не формируется: сосна вытесняется елью. В этих случаях почва позволяет ели оказаться победителем в конкурентной борьбе за водные и пищевые ресурсы.

Уникальность почвы как среды обитания проявляется в том, что в почве и на почве живут 92 % от числа всех известных на Земле видов растений и животных [Гиляров и др., 1985]. В одном грамме почвы может находиться до нескольких миллиардов бактерий, сотни метров грибных гифов, сотни тысяч одноклеточных простейших животных и многие тысячи метров тонких корней и корневых волосков растений. Такое обилие и разнообразие форм жизни в почве обусловлено тем, что почва представляет собой трехфазную природную систему – состоит из твердой, жидкой и газовой фаз, содержит как минеральные, так и органические вещества, пригодные

для питания как автотрофных, так и гетеротрофных организмов. С каждым типом и видом почв связаны определенные и только им свойственные виды сообществ растений и животных (биоценозов). Выдающийся отечественный ученый биолог М.С. Гиляров [1985] образно называл почву «...основным хранилищем генетического разнообразия жизни на нашей планете и экологическим щитом биосферы». Становится все более ясным, что сохранять биологическое разнообразие на Земле невозможно без сохранения разнообразия почв, без борьбы с деградацией и эрозией почв.

Не менее важна вторая общебиологическая функция почв как связующего звена большого геологического и малого биологического круговорота веществ на Земле. Именно в почвах совершается двусторонний процесс деструкции органических и минеральных веществ, синтезированных растениями и животными, в то же время происходит возвращение содержащихся в них химических элементов вновь в состав живого вещества, в новые циклы жизни. О грандиозности этого процесса можно судить по колоссальной массе веществ, удерживаемых в почвенно-растительном покрове Земли от выноса в океан. Общая масса вовлекаемых в круговорот зольных элементов существенно превышает их массу в речном суммарном годовом ионном стоке в океан. Очень интересным примером вовлечения элементов в биологический круговорот и удержания биофильных элементов в нем от выноса в океан может служить «геохимическая судьба» калия и натрия. Оба элемента содержатся в первичных массивно-кристаллических породах примерно в равных количествах (около 2,5 %), а в океанической воде, куда поступает весь ионный сток с суши, содержание калия в 25 раз меньше, чем натрия. Это явление объясняется не только более прочной фиксацией калия кристаллической решеткой глинистых минералов почв и осадочных пород, но, главным образом, «удержанием» калия как биофильного элемента в малом биологическом круговороте элементов между почвой и растительным покровом суши [Докучаев, 1951].

На аккумуляцию биофильных элементов в почвах обратили внимание академики В.И. Вернадский и А.Е. Ферсман. А.Е. Ферсман, сопоставляя кларки среднего содержания химических элементов в разных природных телах, в своей «Геохимии» [1937] писал: «Почвы и кларки живого вещества очень близки и мы должны признать, что средний состав живого вещества следует в меньшей степени кларкам атмосферы и гидросферы, и ближе всего и непосредственно следует кларкам почвенного покрова, который в сущности и предопределяет состав организмов». Близость геохимических связей почв с растительным покровом, почвенной биотой проявляется в зонально-региональных закономерностях и разнообразии типов биологического круговорота химических элементов на земной поверхности. Изучение геохимических связей почв, их биологической продуктивности с жизнью человека имеет прямое отношение к здравоохранению и медицинской географии. Потребляя растительную и животную продукцию,

выращенную на почвах, человек включается в те «пищевые цепи», которые связывают его с химическим составом почв, выращиваемых на них растений и травоядных животных.

Давно было замечено, что существует прямая связь между спецификой химического состава почв в некоторых регионах и наличием в них эндемических болезней человека и животных. В бассейне р. Уров в Забайкалье была отмечена болезнь суставов и вообще костной ткани, получившая название «уровской». Она обусловлена необычным соотношением кальция, стронция и кремния в почвах, водах, растительных и животных продуктах. На отгонных пастбищах Дагестана наблюдалось проявление миозита (болезни мышц) у овец как следствие избытка бора в почвах и кормах. Всем известна болезнь щитовидной железы из-за недостатка иода в кислых подзолистых почвах внутриконтинентальных районов.

Почвенно-географические районы с явной спецификой химического состава почв и связанными с ними местными болезнями академик А.П. Виноградов называл «биогеохимическими провинциями».

Все большую угрозу здоровью человека представляет возрастающее загрязнение почв отходами и выбросами промышленного производства, добычи нефти и газа, цветной металлургии, использования наземного и воздушного транспорта, применения химикатов в сельском хозяйстве и др.

Преодоление токсического загрязнения почв значительно сложнее, чем загрязнение воды и воздуха, так как почва обладает большой поглощательной способностью и прочно удерживает токсиканты в своем составе. Она не обладает способностью их рассеивать, как это имеет место в воздушной и водной средах.

Большой вред здоровью человека и всему живому наносит радиоактивное загрязнение почв. Заболевания крови, онкологические болезни – постоянный спутник радиации. Попадая в почву, такие радиоактивные вещества, как  $^{137}\text{Cs}$  сохраняются там очень долго. После катастрофы в Чернобыле за 20 лет в естественных сосняках, дубравах и березняках северной лесостепи (Тульская обл.) радионуклиды остаются в верхнем слое серой почвы (опустившись лишь до 10 см от поверхности). В пахотных серых почвах,  $^{137}\text{Cs}$  равномерно распределяются в слое 0–20 см [Цветнова и др., 2007]

Все расширяющееся распространение техногенного загрязнения почв и связанного с ним нарушения экологических функций почв требует организации почвенного мониторинга и последовательных действий по рекультивации загрязненных почв, особенно в районах плотного населения. Почва и здоровье человека – эта тема приобретает все большую актуальность среди современных проблем здравоохранения и природопользования [Яблоков, 2007].

Важнейшая и наиболее широко известная общебиологическая и экологическая функция почв – почвенное плодородие или в более широком смысле биологическая продуктивность почв. Несмотря на ничтожно ма-

лую толщину почвенного покрова Земли, представляющего собой буквально тончайшую пленку на ее поверхности, именно эта пленка является самой биологически продуктивной частью биосферы. Биомасса суши неразрывно связанная с ее почвенным покровом, составляет 99,8 % всей биомассы Земли. Ежегодная биологическая продуктивность наземных растительных сообществ в три раза больше таковой Мирового океана, несмотря на значительно меньшую площадь почвенного покрова в сравнении с площадью Мирового океана, не говоря уже об общем объеме его водной толщи.

Объем пищевых продуктов (по массе), добываемых человеком на суше, составляет, по разным данным, 1,3 млрд т, а в океане – всего 17 млн т. Продукты питания, полученные человеком в результате сельскохозяйственного использования плодородия почв, составляют 98,5 % всех продуктов питания и в том числе 87 % белкового.

Только этих данных достаточно, чтобы показать, какую экологическую ценность для жизни людей да и всего живого на Земле представляет функция плодородия почв, функция их биологической продуктивности.

Все больший интерес у почвоведов, археологов, историков вызывают информационные функции почв. Они представлены не только гидротермическим регуляторным воздействием на весь ритм жизни растений, почвенных животных и микроорганизмов, но и особой способностью почв «записывать и запоминать» историю своего генезиса, историю тех изменений природных и антропогенных условий, в которых почва формировалась. Эти «следы прошлого» сохраняются в реликтовых гумусовых горизонтах, карбонатных, гипсовых, железистых новообразованиях, солевых горизонтах, особых морфологических структурах, предметах археологии, попавших в почву в прошлые времена.

Под степными курганами, в грунтовых толщах древних городищ и поселений, в лессах и других осадочных породах сохранились древние почвы, по которым можно судить о природной обстановке тех времен, когда они формировались. По предложению известных почвоведов И.А. Соколова и В.О. Таргульяна [1976] способность почв запоминать прошлое получила специальное научное понятие и название «почва-память».

Не только упомянутые, но и другие функции почв, осуществляемые в биогеоценозах, имеют важное значение для сохранения жизни и эволюции природных и антропогенных сообществ растений и животных, для жизни и хозяйственной деятельности человека.

Грандиозны биосферно-экологические функции почвенного покрова Земли, ее педосферы, воздействующие на атмосферу, гидросферу, литосферу, биосферу и жизнь человека (табл. 6.2 и 6.3).

В последние годы почвоведомы и почвенными микробиологами установлено, что «дыхание почвы» вследствие происходящих в ней биохимических и физических процессов выделяет в приземные слои атмосферы

огромную массу диоксида углерода, существенно превышающую суммарный объем его антропогенных выбросов. Следует, однако, заметить, что обширный таежно-лесной пояс России поглощает в процессе фотосинтеза значительно больший объем диоксида углерода по сравнению с поступлением его в атмосферу в результате дыхания почвы и выбросов промышленности.

**Таблица 6.3.** Глобальные функции почвенного покрова

Взаимосвязанные с атмосферой	Взаимосвязанные с гидросферой	Взаимосвязанные с литосферой	Взаимосвязанные с биосферой	Взаимосвязанные с историей и современной цивилизацией
Поглощение и отражение солнечной энергии	Трансформация атмосферных и поверхностных вод в грунтовые и подземные воды	Биохимические и биофизические преобразования верхних слоев литосферы (коры ее выветривания)	Основная среда обитания организмов суши Земли	Влияние разнообразия почв на историю освоения земельных ресурсов мира
Регулирование влагооборота атмосферы	Регулирование и формирование состава и режима поверхностных вод и речного стока	Источник веществ для формирования педогенных минералов, осадочных пород и полезных ископаемых	Аккумуляция энергии и биофильных элементов	Современное состояние почвенного покрова Земли (педосферы)
Регулирование газового состава и режима атмосферы	Фактор биологической продуктивности рек и водоемов	Передача аккумулированной солнечной энергии в глубокие слои литосферы	Связующее звено биологического и геологического круговорота веществ	Сохранение почвенного покрова Земли (педосферы) как основы жизни человечества
Источник твердого вещества и микроорганизмов, поступающих в атмосферу	Биохимический барьер на пути миграции веществ с суши в гидросферу	Защита верхних слоев литосферы от эрозии и денудации	Фактор биологического разнообразия и эволюции организмов	
			Фактор устойчивости функционирования биосферы	

Известно, что источником грунтовых вод являются фильтрующиеся через почвенный покров атмосферные осадки. При этом они вступают в химические реакции с почвой, что и отражается на химическом составе



почвенно-грунтовых вод. Поэтому не удивительно, что географические закономерности разнообразия состава и режима грунтовых вод очень близки к таковым и для почвенного покрова.

В своей статье «Живое вещество в химии моря» В.И. Вернадский [1960] писал: «Мы обычно не учитываем и не представляем себе то огромное значение, которое имеет в жизни и химических реакциях океана почвенный покров нашей суши. Почва и морская вода химически и генетически тесно связаны». Эту же мысль он изложил в своей «Биосфере»: «Реки несут свои воды в море, и состав морской воды в его солевой части в конце концов и главным образом обусловлен ими, т.е. обусловлен химической работой почвы – ее столь еще мало нам известным биогеоценозом» [1960].

Не менее существенное влияние оказывают почвенные процессы на верхние слои литосферы Земли. Континентальные коры выветривания рассматриваются ныне в почвоведении не только как материнские породы почв, но и как результат почвообразовательных процессов, как результат воздействия их на поверхностные слои литосферы [Добровольский, 1969; Петров, 1967; Проблемы деградации..., 2005].

#### **6.4. Почвенный покров и человек**

Почвенный покров Земли (педосфера) как глобальная природная система взаимосвязан своими функциями с историей и современной жизнью человечества.

Эти связи исключительно разнообразны и начали проявляться еще на заре жизни древнего человека. Но вполне четко они сказались во времена зарождения земледелия и особенно формирования древних земледельческих цивилизаций. Не случайно, а именно в связи с плодородием почв наиболее ранние цивилизации возникали на аллювиальных почвах в долинах крупных рек южных стран – Нила, Египта, Тигра и Евфрата в Месопотамии, Ганга в Индии, Янцзы и Хуанхе в Китае, Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи в Средней Азии и др. [Клингген, 1960; Мечников, 1924]. На территории Русской равнины развитие земледелия было связано с высокоплодородными черноземами и серыми лесными почвами. По мнению выдающегося ученого биолога и географа Н.И. Вавилова, ранними очагами земледелия и растениеводства были горные страны тропического и субтропического поясов Земли [Вавилов, 1926]. В дальнейшем, по мере роста населения и переселения народов, земледелие все шире распространялось по земной суше. Осваивались менее плодородные почвы умеренных и даже северных широт, требовавших все большего труда, опыта и знаний земледельцев. Быстрая и неконтролируемая распашка огромных пространств Земли все чаще сопровождалась процессами водной и ветровой эрозии почв, забора-

чивания и засоления земель. Во второй половине XIX и особенно в XX в. эти процессы достигли глобальных размеров и стали осязаемо влиять на состояние биосферы и жизнь людей во многих странах.

Обеспокоенность состоянием окружающей среды заставила ряд международных организаций провести в 80–90-х годах XX в. анализ состояния почв и земельных ресурсов мира. Оказалось, что площадь пахотно-пригодных земель на планете Земля составляет 3 млрд 278 млн га, или 22 % всей площади суши. При этом высоко- и среднепродуктивные почвы (полностью уже распаханнные) составляют всего 9 % площади земной суши (табл. 6.4). Остальные земли по климатическим, геологическим и орографическим условиям не пригодны для земледелия.

**Таблица 6.4.** Возможности использования почв в мировом земледелии

Фактор возможности	Площадь земель	
	млн га	% общей площади суши
Ледниковые покровы	1440	10
Очень холодные земли	2235	15
Очень сухие земли	2533	17
Очень крутые склоны	2682	18
Очень маломощные почвы	1341	9
Очень влажные почвы	596	4
Очень бедные почвы	745	5
<b>Итого: непригодные земли</b>	<b>11 622</b>	<b>78</b>
Малопродуктивные почвы	1937	13
Умеренно продуктивные почвы	894	6
Высокопродуктивные почвы	447	3
<b>Итого: пахотнопригодные земли</b>	<b>3278</b>	<b>22</b>
<b>Общая площадь суши Земли</b>	<b>14 900</b>	<b>100</b>

Современная мировая пашня занимает около 1,5 млрд га. Остающиеся нераспаханные земли представлены почвами малопродуктивными и требующими больших затрат на их освоение – это почвы красноцветные кислые и выщелоченные ферраллитные, сухих тропических и субтропических саванн, солонцовые и засоленные почвы. В 1990 г. Международный справочно-информационный почвенный центр в Нидерландах совместно с Программой ООН по окружающей среде (ЮНЕП) составили карту антропогенной деградации почв, которая наглядно показала глобальный размер этого губительного процесса. Выяснилось, что разной степени деградации подвержены почти 2 млрд га почв (табл. 6.5). К этим данным следует добавить, что за исторический период человечество уже потеряло

около 2 млрд га некогда плодородных почв, превратив их в антропогенные пустыни и неудобные земли. А ведь это больше всей суммарной площади современного земледелия.

**Таблица 6.5.** Площадь деградированных почв  
(Global Assessment of Soil degradation, 1991)

Типы и степень деградации	Площадь земель	
	млн га	%
Типы:		
Смыв и разрушение водной эрозией	1093,7	55,6
Развевание и разрушение ветровой эрозией	548,3	27,9
Химическая деградация (обеднение элементами питания, засоление, загрязнение, закисление)	239,1	12,2
Физическая деградация (переуплотнение, заболачивание, просадки)	83,3	4,2
Всего	1964,4	100
Степень:		
Слабая	749,0	38,1
Умеренная	910,5	46,4
Сильная	295,73	15,1
Очень сильная	9,3	0,5

Потеря плодородных освоенных почв продолжается и в наше время. Ежегодно из сельскохозяйственного использования выбывает около 8 млн га за счет отчуждения на другие хозяйственные нужды и около 7 млн га в результате различных процессов деградации. Следовательно, каждый год в конце XX в. человечество теряло около 18 млн га продуктивных угодий.

На мировой карте деградации почв отчетливо видно, что наибольшие площади деградированных почв относятся к странам и районам давнего интенсивного земледелия. Не является исключением в этом плане и почвенный покров России. Процессы деградации почв широко развиты на землях сельскохозяйственного фонда нашей страны.

Общая площадь эродированных, дефлированных и дефляционно-опасных сельскохозяйственных угодий составляет свыше 50 %, причем доля эродированных и дефлированных почв продолжает неуклонно увеличиваться. Снижается содержание гумуса и элементов питания в почвах сельскохозяйственных угодий практически во всех регионах России. Расширяется площадь регионов, испытывающих опустынивание ландшафтов и деградацию почв. Нарастают площади почв, засоленных и загрязненных нефтепродуктами, тяжелыми металлами и другими отходами промыш-

ленного производства. Процессы деградации особенно сильно охватили и высокоплодородные в прошлом черноземы России, которые составляют более 40 % всей площади пахотных угодий страны.

Возвращаясь к общей мировой проблеме роли почв в обеспечении человечества продовольствием, следует сказать, что производство растениеводческого продовольствия и мяса в пастбищном животноводстве (в зерновом эквиваленте) составляет соответственно 77 и 16 %, т.е. более 90 % всего продовольствия. На продукцию морского рыболовства приходится всего 7 % продуктов питания. По прогнозу ООН, население мира в 2050 г. составит около 9 млрд человек. Тогда площадь под зерновыми культурами на душу населения уменьшится до нескольких сотых гектара. А это уже критическая величина, компенсировать которую дальнейшим повышением плодородия почв будет очень трудно. Пришла пора понять, что плодородная почва – это невозобновляемый природный ресурс для жизни человека, не менее значимый, чем чистый воздух и пресная вода. При этом следует еще помнить, что экологическое значение почвенного покрова в биосфере, как это показано выше, отнюдь не ограничивается его ролью поставщика сельскохозяйственного продовольствия, а распространяется на все условия жизни человека на Земле.

В какой же мере человечество осознало опасность деградации почвенного покрова Земли – ее педосферы? Всемирная хартия почв была принята уже в самом начале XX в. В рамках ООН Первая всемирная конференция по окружающей среде в Стокгольме (1972 г.) обратила внимание на неудовлетворительное состояние почвенного покрова в мире и приняла соответствующие рекомендации. 10-й Международный конгресс почвоведов, состоявшийся в 1974 г. в Москве, специально рассмотрел вопрос о роли почвы в биосфере, подчеркнул опасность деградации и сокращения площади биопродуктивных почв, наметил программу научных исследований в области теории и практики почвоведения. В 1977 г. Всемирная конференция ООН по проблемам опустынивания в Найроби констатировала, что опустынивание всегда сопровождается деградацией почв. Всемирная организация по продовольствию (ФАО) приняла в 1982 г. Всемирную хартию почв (1983), в которой призвала правительства всех стран рассматривать почвенный покров как всемирное достояние человечества и принимать все возможные меры по его сохранению и бережному хозяйственному использованию.

С 1988 г. в Германии активно функционирует Европейское общество охраны почв. Каждые четыре года на международных конгрессах почвоведов обсуждаются вопросы охраны и рационализации использования почв в разных отраслях производственной деятельности. Активно работает Международный союз наук о почве, постоянно обсуждающий проблемы сохранения почвенного покрова Земли и совершенствования методов борьбы с эрозией, деградацией и антропогенным загрязнением почв.

В решениях Всемирной конференции ООН по окружающей среде и развитию в Рио-де-Жанейро (1992) было отмечено, что охрана и рациональное использование почв должны стать центральным звеном государственной политики, поскольку состояние почв определяет судьбу человечества и оказывает решающее воздействие на окружающую среду.

Несмотря на принимаемые меры, деградация почвенного покрова продолжается. Причин тому множество, включая финансово-экономические, но не последнюю роль в этом играет недостаточное понимание реальности глобальной угрозы процесса деградации почв, ведущей к нарушению сложившегося функционирования биосферы, а следовательно, и угрозы благополучию жизни людей.

Очень образно об этом сказал выдающийся французский зоолог-эколог Жан Дорст: «Почва – наш самый драгоценный капитал. Жизнь и благополучие всего комплекса наземных биогеоценозов, естественных и искусственных, зависит в конечном итоге от тонкого слоя, образующего самый верхний покров Земли... человек тоже получает от почвы почти все необходимое для поддержания своего существования...».

## **6.5. История развития педосферы**

Как говорилось выше, собственно геологическая история Земли началась 4 млрд лет назад после образования литосферы. В результате переплавки первичной базальтовой коры возникают первые островки сиала – прото-континенты. Они были сложены серыми гнейсами – гранитоидами, которые отличаются от более поздних «нормальных» гранитов преобладанием в их составе натрия над калием. При размыве этих отложений 3,8 млрд лет назад образовались первые рыхлые осадочные обломочные породы, найденные в Гренландии. Предполагается, что 3,5 млрд лет назад появилось магнитное поле Земли и к этому периоду приурочены первые следы жизни, обнаруженные в гренландских и южноафриканских породах. В архее сформировалась сиалитная континентальная кора и 2,8–2,6 млрд лет назад образовался суперконтинент Пангея. В протерозое начались процессы раскалывания Пангеи, образования рифтовых впадин и достаточно мощного плаща рыхлых пород. В связи с тем что Солнце вращается вокруг центра нашей галактики с продолжительностью галактического года 220 млн лет, следует ожидать изменений в геологической истории Земли и ее биосферы с этой периодичностью. Существуют и другие космические периодичности: 90 тыс. лет – изменение эксцентриситета земной орбиты (степень ее отклонения от окружности), 41 тыс. лет – изменение наклона эклиптики, 21 тыс. лет – изменение прецессии равнодействия (положения земного экватора), что может влиять на периодичность биосферных процессов.

Считается, что в фанерозое (геологические периоды с явными признаками жизни, последние 570 млн лет в истории Земли, включая палеозой, мезозой и кайнозой) живые организмы, зародившиеся в океане и долго (не менее 1 млрд лет) развивавшиеся там, вышли на сушу (в девоне). Именно в этом периоде появились первые зеленые растения суши (плауны, папоротники), которые априори должны были сформировать первые почвы, первые элементы педосферы.

Но можно предположить, что гидросфера суши (реки, ручьи, озера, лужи, минеральные гидроморфные болотообразные участки) были заселены значительно раньше сначала микроорганизмами, а затем низшими растениями (водорослями). В период увлажнения обе группы организмов населяли более сухие местообитания. Микроорганизмы составляют до сегодняшнего дня большую биомассу в почвах, и их деятельность мало чем отличается от деятельности их далеких предков. Водоросли также живут сегодня на поверхности ряда почв. У них при высыхании почвы наступает период покоя, а увлажнение почв сопровождается их активной деятельностью. По имеющимся данным [Штина, 1977], биомасса водорослей в слое 0–1 см колеблется от 20 до 1500 кг/га. В слое 0–2 см в целинных почвах насчитывается до 8 млн клеток водорослей в 1 г почвы (в пахотных почвах до 1 млн в 1 г). И если микроорганизмы – большей частью гетеротрофы, то водоросли – автотрофы и их поселение на суше означало, что субстрат суши начал обогащаться органическим веществом.

Общее количество видов водорослей, обнаруженных в почве, приближается к 2000. Преобладают зеленые (30 %), сине-зеленые (34 %), желто-зеленые (10 %), диатомовые (26 %). Даже в пустыне биомасса водорослей (на такырах) может достигать 500–1400 кг сухой массы.

В пользу заселения суши еще в криптозое свидетельствуют современные данные о заселении скал, где на поверхности и в трещинах пород обитают диатомовые, сине-зеленые, одноклеточные зеленые водоросли. Наиболее часто встречаются виды колониальной глеокапсы, стигонемы, а также виды толипотрикса и сцитонемы. Очевидно, обитавшие на поверхности суши водоросли преобразовывали верхний слой геологических пород. Следует отметить, что суша уже тогда в значительной своей части была покрыта рыхлыми отложениями, и именно они послужили основой для зарождавшихся под действием водорослей почв.

Но возможно, почва связана с самим возникновением жизни и биосферы.

Как известно, теории происхождения жизни можно разделить на две группы: пангенез, или занос жизни из космоса, и зарождение (сотворение) жизни непосредственно на Земле. В вакууме космоса вполне возможно образование сложных молекул-гиперциклов. Эти молекулы способны воспроизводить себя, создавать «себе подобные» молекулы. Попав в определенные «экологические» условия, гиперциклы смогут эволюционировать.

Конечно, нет запрета на то, чтобы гиперциклы образовались и на Земле. В этом случае гипотезы происхождения жизни предусматривают образование органических растворов («бульонов»), в которых разные органические вещества, встречаясь, образуют более сложные соединения, комплексы, полимеры, гиперциклы. При этом получается, что гетеротрофы возникли раньше автотрофов, поскольку присоединение одной органической молекулы к другой – это гетеротрофный процесс «питания». Чтобы в «бульоне» найти необходимые молекулы и радикалы, гиперциклы должны были обладать высокой подвижностью. Но в принципе эти молекулы не имели еще «двигательного» аппарата, а их движение происходило или диффузно, или с потоком воды. В этом случае встреча с «нужной» молекулой – достаточно случайное явление.

А.И. Опарин (см. [Карпачевский, 2005]) высказал мнение, что в условиях первичной атмосферы Земли, значительно отличающейся от нынешней, мог происходить синтез всех необходимых для зарождения жизни веществ-предшественников. Многие считают, что первичная атмосфера состояла преимущественно из аммиака, воды, метана, оксида и диоксида углерода. Отсутствие кислорода придавало ей восстановительные свойства. В таких условиях органические вещества могли создаваться гораздо проще и могли сохраняться, не претерпевая распада длительное время. Опарин полагал, что сложные вещества могли синтезироваться из более простых в условиях океана. Необходимая для реакций энергия приносилась солнечной радиацией, так как защитного озонового экрана еще не существовало; синтез имел место в условиях грозových разрядов. Разнообразие находившихся в океане простых соединений и большие масштабы времени позволяют предположить возможность накопления в океане большого количества органики, образовавшей «первичный бульон», в котором могла зародиться жизнь. Подтверждение эта гипотеза нашла в экспериментах Стэнли Миллера, проведенных в 1953 г.: через смесь газов, моделирующую первичную атмосферу, пропускались мощные электроразряды. В результате удалось синтезировать ряд аминокислот (АК), аденин, рибозу, другие простые сахара. В схожем опыте Орджелом были получены короткие НК (олигонуклеотиды). В результате этих исследований стало понятно, что основные органические вещества-мономерy, необходимые для возникновения полимерных молекул НК и белков, действительно могли быть химически получены в условиях пребиотического мира, т.е. мира, еще лишённого жизни. Но главный вопрос – механизм перехода от неживого к живому – теория Опарина все же оставляет открытым.

До сих пор, как это следует из обзора А. Маркова в Интернете, Википедия, не удавалось подобрать условия, в которых из азотистых оснований, рибозы и фосфорной кислоты сами собой синтезировались бы рибонуклеотиды. Из них затем может образоваться молекула РНК. Азотистые

основания и рибоза могут формироваться самопроизвольно из простейших ингредиентов в условиях, которые могли существовать на древней Земле и даже в космосе, в протопланетном облаке. Но они в этих условиях не образуют рибонуклеотид. Точнее говоря, пуриновые нуклеотиды (аденозин, гуанозин) синтезируются, но с низкой эффективностью, а пиримидиновые (уридин, цитидин) не синтезируются совсем. Кроме того, очень трудно получить рибозу и «правильные» азотистые основания в достаточно чистом виде. Обычно образуется чудовищная смесь всевозможных сахаров или азотистых соединений, в которой «нужные» вещества составляют лишь незначительный процент. В ходе дальнейших самопроизвольных реакций все эти вещества соединяются друг с другом тысячами разных способов, и обычно все кончается образованием нерастворимых смол, из которых уже почти невозможно получить что-то путное.

Химик Джон Сазерленд с коллегами из Манчестерского университета (Великобритания) [Powner и др., 2009, Shostak, 2009] нашел «обходной путь», позволяющий синтезировать рибонуклеотиды не из готовых крупных блоков – рибозы и азотистых оснований, а из более простых органических молекул. В основе их открытия лежат три замечательные находки. Они догадались сразу добавить в реакционную смесь фосфорную кислоту (неорганический фосфат). До сих пор все исходило из естественного допущения, что фосфат нужен только на последней стадии синтеза рибонуклеотида, когда фосфат присоединяется к рибозе, которая до этого уже присоединилась к азотистому основанию. Оказалось, что фосфат необходим и на ранних стадиях процесса. Его присутствие резко снижает выход разнообразных «ненужных» веществ в ходе реакций и повышает выход «нужных». Вторая находка в том, что исследователи с самого начала поместили в реакционную смесь и вещества, основанные на углероде и кислороде (простейшие углеводы), и азотистые соединения. До сих пор с этими двумя классами веществ работали по отдельности, пытаясь из первых синтезировать сахара, а из вторых — азотистые основания. Смешивать их в одну кучу с самого начала считалось бесперспективным, так как это резко повышает химическую «комбинаторику», т.е. разнообразие получаемых продуктов и без того слишком большое. Но фосфат резко снижает эту комбинаторику, и в результате из исходной смеси эффективно синтезируются в большом количестве ключевые промежуточные продукты, не являющиеся ни сахарами, ни азотистыми основаниями. Все вещества исходной смеси вполне могли существовать на ранней Земле. Кроме фосфата, в смесь входят простейшие азотистые соединения – цианоацетилен и цианамид и простейшие углеводы – гликольальдегид и глицеральдегид. В присутствии фосфата вещества 2-аминооксазол следующая реакция обычно ведет к образованию множества побочных продуктов, однако присутствие фосфата снова оказывается спасительным, резко повышая выход «нужного» вещества арабинозоаминооксазолина.



На следующем этапе вещество арабинозаминооксазолина реагирует с цианоацетиленом. В обычном водном растворе эта реакция сопровождается временным повышением pH, в результате чего промежуточные продукты гидролизуются, цианоацетилен начинает реагировать с гидроксильными группами, и в итоге получается смесь «ненужных» продуктов, от которых нельзя проложить путь к рибонуклеотидам. Однако и в этом случае на помощь приходит фосфат: он играет роль буфера, в его присутствии pH не повышается, и «вредный» гидролиз резко замедляется. Более того, избыток цианоацетилена начинает реагировать не с гидроксильными группами «полезных» промежуточных продуктов, а с фосфатом, и в результате выход нужного вещества арабинозаангидронуклеозид из практически никакого становится очень высоким. Таким образом, в данном случае фосфат выполняет сразу две полезные функции, выступая в роли стабилизатора кислотности и «химического буфера».

Полученное вещество нужно фосфорилировать, чтобы оно превратилось в активированный рибонуклеотид цитидин (бета-рибоцитидин-2',3'-циклофосфат). Для этого реакционную смесь нужно только немного подогреть («настало утро, вода в луже согрелась»), а все необходимое в ней уже имеется. Роль ключевого катализатора реакции фосфорилирования берет на себя, как ни странно, мочевины, которая образуется сама собой из излишков цианамидов, изначально присутствовавшего в смеси. Наличие мочевины открывает для фосфорилирования сразу два возможных пути. В первом случае может использоваться непосредственно фосфат (для этого в смеси должно присутствовать еще одно простое вещество – формамид). Во втором случае в ход идет пиродифосфат, который образуется сам собой из тех веществ, что образовались ранее в ходе реакции фосфата с цианоацетиленом. И в этом случае формамид уже не нужен.

Открытый путь абиогенного синтеза цитидина поражает своим изяществом. Особенно впечатляет неоднократное использование побочных продуктов, получающихся на предыдущих этапах пути, в качестве необходимых помощников на следующих этапах. Но это еще не все. Вместе с «правильным» нуклеотидом цитидином в ходе последней реакции получается и ряд других, «неправильных» нуклеозидов и нуклеотидов, которые мешают дальнейшему синтезу «правильных» молекул РНК. Авторы стали искать способ избавиться от этих побочных продуктов. Кроме того, они надеялись получить из цитидина еще и второй пиримидиновый нуклеотид – уридин.

То, что они в итоге обнаружили, слегка похоже на чудо. Оказалось, что обе цели достигаются одной простой мерой – ультрафиолетовым облучением, которого, конечно, на древней Земле было вдоволь, поскольку озоновый слой отсутствовал. Под воздействием ультрафиолета все «лишние» нуклеотиды постепенно разрушаются, а цитидин остается, и часть его превращается в уридин. В отличие от всех остальных пиримидиновых нуклеотидов, цитидин и уридин оказались устойчивы к ультрафиолету.

Это очень похоже на четкий и простой ответ на вопрос о том, почему из всех возможных пиримидиновых нуклеотидов в состав РНК вошли именно цитидин и уридин.

Есть ряд дополнительных химических нюансов, делающих открытие британских химиков еще более замечательным. Например, ключевое промежуточное соединение 2-аминооксазол способно к «самоочищению» и накоплению в высоких концентрациях благодаря своей повышенной летучести. Днем, под жаркими лучами солнца оно могло испаряться из водоемов, а ночью или где-нибудь в горах – конденсироваться, выпадая в виде «органического снега». Так могли создаваться большие запасы этого вещества, готовые к дальнейшим этапам превращения в РНК.

Это еще раз ставит вопрос о важности смеси веществ как исходной позиции для многих «жизненных» реакций. Для почвы характерна именно смесь веществ, в том числе участие соединений фосфора, что открывает путь ко многим важным абиотическим синтезам.

Большее преимущество должны были иметь те гиперциклы, которые адсорбировались на минеральных коллоидах, в том числе на апатите, как говорилось в главе 4. Другие органические соединения, в том числе и нужные им, «проплывали» мимо, и гиперциклы могли их адсорбировать, присоединять полностью или частично, достраивая свое «тело» или воспроизводя аналогичную молекулу гиперцикла. «Оседлые» гиперциклы могли использовать минералы, входящие во фракцию коллоидов как катализаторы. В частности, марганец в составе пиролюзита и манганата, железо в составе оксидов до сих пор работают как катализаторы на некоторые виды микроорганизмов. В условиях достаточного увлажнения (в поймах рек, приозерных впадинах, на морских пляжах) минеральный субстрат был почти постоянно насыщен водой и, конечно, разными органическими молекулами, пока еще абиотического происхождения. Источник органических соединений – разряды молний, вулканические извержения или даже космос. Итак, на первых стадиях криптозооя некоторые участки суши представляли собой минеральный субстрат, поры которого были заполнены (полностью или частично) раствором, содержащим органические вещества, а на поверхности коллоидов были сорбированы также органические соединения, в том числе и гиперциклы. В пользу сорбции органических молекул коллоидами свидетельствуют матричное формирование гумуса на почвенных минералах и адсорбция микроорганизмов на почвенных частицах (как это показал Д.Г. Звягинцев [1987]). Минеральный субстрат с адсорбированным на нем органическим веществом можно вполне назвать предпочвой, пока еще не биокосным, а органоминеральным (по Е.П. Троицкому) косным телом, уже обладающим рядом почвенных свойств, в том числе потенциальным плодородием.

Развитие гиперциклов превратило предпочву в протопочву и могло одновременно привести к возникновению жизни и биосферы в современ-

ном понимании этих терминов. Почва или, точнее, первичное почвоподобное тело, первичная педосфера, возникла раньше биосферы и послужила толчком к формированию биосферы. В дальнейшем, в течение весьма длительного времени (в криптозое и начале фанерозоя) шли расселение возникших организмов и их эволюция.

## 6.6. Формирование почвенного покрова

Вначале протопочвы были заселены автотрофами – хемотрофами и гетеротрофами. В почве накапливались органические соединения. Стали интенсивнее циклы (круговороты) серы, железа, азота, углерода. Усилились процессы их восстановления и окисления. Возник малый биологический круговорот. С докембрия и до девона педосфера состояла из маломощных среднегумусированных дерновых, луговых и иловато-болотных, а также, возможно, карликовых подзолистых и дерново-подзолистых почв. Доказать, что эти почвы составляли почвенный покров суши, пока невозможно. Но то количество органического вещества (и углерода), которое встречается в рассеянном состоянии во многих горных породах, наталкивает на мысль, что эти породы прошли цикл почвообразования.

В каменных метеоритах, ультраосновных породах (дуниты и др.), основных (базальты), средних (диориты, андезиты), кислых (граниты, гранодиориты) содержится  $n \cdot 10^{-2}\%$  углерода. В осадочных породах (глины, сланцы) содержание углерода возрастает до 1%. Часть осадочных пород обогащена углеродом в результате накопления остатков животных. Но это только подтверждает, что в ранние периоды развития Земли «микробные» и зоогенные почвы преобладали над растительными, созданными автотрофами. Точнее, можно говорить о почвах, созданных гетеротрофами, хотя и в настоящее время гетеротрофы – важный фактор в почвообразовании.

О маломощности почв до девона свидетельствует тот факт, что надежных следов этих почв не найдено. Возможно, что поиск этих почв требует особого подхода. В частности, косвенно на гумусовый горизонт может указывать аномальная концентрация золота (в 1000 раз большая, чем в слоях ниже и выше данного пласта породы) в очень тонких, буквально миллиметровых слоях. Но такой анализ требует очень точной подготовки образцов и большой чувствительности измерительной аппаратуры.

Настоящие среднемощные почвы, которые вполне отвечают всем современным описаниям, появились, как уже было сказано, в девоне. Это были в основном гидроморфные: перегнойно-глеевые, луговые, торфяно-глеевые, засоленные почвы. Аналогичные современные почвы распространены в поймах рек и ручьев, под ольшаниками, в ивняках, под вейником, папоротниками, хвощами. Они во многом напоминают почвы девона. Характер-

ной чертой этой стадии развития биосферы, возможно, было малое участие мезофауны в разложении органического вещества, что способствовало его консервации после отмирания растений, в том числе консервации стволов гигантских папоротников. Возможно, что именно поэтому формировались мощные угольные слои, в которых сохранились окаменевшие стволы древовидных папоротников.

В карбоне начинается расцвет насекомых, усиливаются процессы разложения органических остатков, интенсивнее идет гумификация. Но в целом преобладают те же почвы, что сформировались в конце девона (табл. 6.6).

**Таблица 6.6.** Эволюция компонентного состава почвенного покрова

Период	Начало, млн лет назад	Компоненты почвенного покрова
Четвертичный	2	То же, что в третичный, плюс черноземы
Третичный	65	То же, что в меловой период, плюс аридные почвы (сероземы, серо-бурые пустынь)
Мел	136	То же, что в юре, плюс дерновые, современные луговые, рендзины, обновление дерново-карбонатных почв, возможно черноземы и серые лесные почвы
Юра	190	Болотные, подзолистые, бурые лесные, каштановые, черноземы, серые лесные, красноземы, засоленные почвы
Триас	225	Торфяно-подзолистые, торфяные, перегнойно-глеевые, луговые, бурые, коричневые, красноземы, солончаки, дерново-карбонатные почвы
Пермь	280	Торфяно-перегнойно-глеевые, торфяно-подзолистые, луговые перегнойно-болотные почвы, солончаки
Карбон	345	Торфяно-глеевые, торфяные, луговые, перегнойно-болотные почвы, карликовые подзолы
Девон	395	Торфяно-, перегнойно-глеевая, луговая, солончаки и солончаковатые, иловато-болотные почвы
Силур	430	Примитивные и торфяно-перегнойно-глеевые почвы
Ордовик	500	Примитивные почвы
Кембрий	570	Примитивные почвы
Криптозой	2600	Предпочвы, примитивные почвы

Следует отметить, что, очевидно, в девоне под вымершими потом зостерфиллофитами формировались солончаки и солончаковые гидроморфные почвы. На девон приходится стадия интенсивной эволюции, когда от

риниофитов отпочковались хвощевидные, плауновидные, папоротники, моховидные, голосемянные. К последним относят вымершие теперь девонские семенные папоротники.

В карбоне (каменноугольный период) хвощи, плауны и папоротники достигали своего наибольшего распространения. Они образовали приморские и приозерные леса с торфяными, перегнойно-торфяными и иловато-торфяными почвами. В более дренированных условиях формировались грубогумусные почвы, напоминающие современные почвы под такими кустарничками, как карликовые березы и ивы, голубика, черника, багульник. Для этих почв характерны грубогумусный органический горизонт и гумусированный горизонт А1. Под моховым покровом в этот период формируются торфяно- и торфянисто-подзолистые почвы.

Уже в девоне появились растения с корнем, т.е. непосредственное воздействие растений на почву стало охватывать уже более мощную толщу, чем это наблюдалось у водорослей (табл. 6.6).

В карбоне гигантские, затем вымершие, плауны, лепидодендрон, достигали высоты 30 м и имели мощную корневую систему. Под ними образовались торфяно-глеевые и перегнойно-глеевые почвы. Такие же почвы сформировались и под гигантскими папоротниками, хотя уже тогда появились и луговые, в современном понимании, почвы. Из семи классов папоротников четыре вымерли в течение девона–карбона–перми (аневрофитопсиды, археоптеридопсиды, кладоксиллопсиды, зигоптеридопсиды).

Уже в триасе ни хвощовые, ни папоротниковые не оказывали определяющего влияния на почвенный покров.

В мезозое ведущая роль в формировании педосферы – почвенного покрова перешла к голосеменным. 1-й класс голосеменных, семенные папоротники, лигноптеридопсиды, возникли в конце девона и просуществовали до раннего мела. Расцвет этого класса также пришелся на карбон и пермь. Ему были свойственны те же торфяно-глеевые и перегнойно-глеевые почвы, но часть этих семенных папоротников сформировали первичные дерновые и луговые почвы с грубогумусной подстилкой и горизонтом А1.

2-й класс – беннеттитовые, были широко распространены в течение пермского – мелового периодов. В начале позднего мела они вымерли. Под этими растениями формировались бурые и коричневые почвы. В триасе появились гинкговые (гнетопсиды), достигшие расцвета в юре (до позднего мела).

В раннем карбоне появились хвойные (пинопсиды), а вместе с ними подзолистые, коричневые и бурые почвы получили достаточно широкое распространение. Перечисление порядков, входящих в класс хвойных, позволяет сразу оценить возможные почвы и их распространение по геологическим периодам.

Вольциевые появились в позднем триасе и были широко распространены до позднего мела. Почвы – коричневые, дерново-карбонатные.

В поздней перми появились араукариевые, подокарповые и кипарисовые. Следовательно, бурые и коричневые почвы формировались на достаточно больших площадях. В позднем триасе обособились сосновые и тисовые соответственно на подзолистых и бурых почвах.

Собственно дерновые почвы появились в меловом периоде вместе с появлением покрытосеменных травяных растений. Возможно, именно в этот период появились черноземы, серые лесные, но как единичные, малораспространенные почвы. Расцвет черноземных и серых лесных почв наступил в четвертичном периоде. С.И. Бараш (1994, см. [Карпачевский, 2005]) считает, что в течение четвертичного периода черноземы могли появляться в составе почвенного покрова каждые 100 тыс. лет, благодаря «космическому» дирижеру, управляющему периодичностью оледенения и других климатических изменений на Земле.

Образованию настоящих, современных дерновых и луговых почв, а также каштановых и др. способствовало появление покрытосеменных растений, их травянистых родов, которые сформировали дернину как особый горизонт и способствовали формированию горизонта А. Возникновению гумусированных горизонтов почв способствовало мощное развитие насекомых и почвенной мезофауны.

Именно в нижнем меле сформировался современный почвенный покров.

Процессы почвообразования перемежались с процессами погребения почв и разрушения почвенного покрова. К последним следует отнести эрозию, дефляцию, затопление суши при наступлении моря, гибель почвенного покрова при горообразовании и пр. Следовательно, почвенный покров не только каждого периода, но каждого времени фактически формируется заново. Поэтому следует заключить, что современный почвенный покров – динамичное природное тело, развивающееся в пределах биосферы суши, постоянно гибнущее и возникающее вновь. Среди былых почв – слои каменного угля, глинистые сланцы, некоторые известковые породы, глинистые и песчаные отложения, лессы. Внимательный анализ этих геологических образований позволяет выявить следы почвообразования, которые приурочены к слоям, по самой своей сути представляющим весьма тонкие прослойки, возможно, иногда доли миллиметра. Это положение не касается, конечно, слоев каменного угля, сланцев. Имеются в виду тонкие слои на границе рыхлых отложений. Именно там можно найти следы прошлых, в том числе и палеозойских почв. Поскольку многие отложения докембрия и палеозоя прошли стадию метаморфоза, одним из признаков почвообразовательного процесса может служить скопление биогенных элементов, таких как В, Mg, P, S, Cr, Mn, Ni, Cu, Br, Mo, Ag, I, Cs, Ba, Au. Именно следы более высокого, чем в остальной части породы, содержания этих элементов могут служить наряду с N и C указателем, что этот слой когда-то был почвой. Важно, что эти элементы

отражают биогеохимическую совокупность, общность, возникшую в почве при поступлении в нее и перегнивании растений. Следует, конечно, сделать поправку на возможность последующего выноса части элементов нисходящим током воды (если соединения этих элементов растворимы в воде и слабокислых растворах). В среднем в почве по сравнению с почвообразующими породами накапливаются Li, Be, Na, Al, P, S, Cl, Ti, V, Cr, Fe, Zn, As, Br, Sr, Mo, Ag, Cd, I, Cs, Pb, по сравнению с глинистыми породами – Be, Cr, As, Ag, Cd, I, Sn; в почвах на карбонатных породах накапливаются Li, Be, Mg, P, K, V, Fe, Cu, Ni, Zn, As, Ag, Cd, I, Cs, Na, Si, Cr, Co, Rb, Mo, Sn, Ba, Ti.

Безусловно, в разных почвах это накопление будет существенно различаться и метод распознавания почв по их микроэлементному составу требует дальнейшей разработки и проверки. Но сама идея распознавания почв, их гумусового горизонта покоится на четком и прочном обосновании, связанном с широко известными данными по содержанию микроэлементов в почвах, растениях, геологических породах.

Важно, что химический состав почв и пород различается, и при соответствующих исследованиях эти различия можно обнаружить. И второе замечание. Содержание элементов в почве зависит от pH, водного режима, ОВП, гумусированности, поэтому важно не количество элемента, а коэффициент его накопления в почве и корреляция между отдельными биогенными элементами. Если в образцах между отдельными биогенными элементами коэффициент корреляции близок к такому же коэффициенту для растений, то можно сделать вывод о фитогенном накоплении элементов в слое, т.е. о принадлежности этого слоя к палеопочвам.

В заключение следует остановиться на зональности почв. Очевидно, господство теплого тропического климата в условиях единой Пангеи в ранние периоды развития Земли создавало иную климатическую поясность по сравнению с поясностью на «разъехавшихся» потом континентах. Господство теплого тропического климата, о чем свидетельствуют палеонтологические данные, не всегда было полным. Галактический год, связанный с орбитой Солнца в пределах галактики [Милановский, 1983, Imbrie, 1980], определяет период цикличности таких процессов, как оледенение, углеобразование в 220 млн лет.

И. и К. Имбри (I. и K. Imbrie) приводят данные, что длительные ледниковые периоды отмечались 600–800 млн лет назад (в докембрии) и 350–480 млн лет назад (в перми). Последний ледниковый период начался в миоцене (10 млн лет назад). Но формирование ледников в Антарктиде началось в олигоцене (27 млн лет назад). Похолодание и оледенение влияли и на эволюцию живых организмов, и на состав почвенного покрова. Но поскольку сами следы оледенения трудно определить в столь древних породах, распределение почв установить еще труднее, как и найти следы этих почв. Однако ясно, что, несмотря на цикличность климатических

факторов, связанных с галактическим годом Солнца, развитие живого мира было векторным, все время направленным в сторону созидания все более сложных органических форм. Векторное направление развития растительного и животного мира заставляет предположить аналогичное векторное развитие почвы как природного тела (от предпочв до черноземов и других современных почв).

В теплые влажные периоды на Земле, возможно, не было климатической широтной зональности. Например, ископаемый ареал саговников в мезозое охватывает Евразию, в неогене – Европу, Америку, Австралию, в настоящее время – центральную Америку, юго-восточную и экваториальную Африку, юго-восточную Азию, западное и восточное побережье Австралии, т.е. явные тропические зоны и примыкающие к ним субтропики. Очевидно, в мезозое не было четкой зональности в Евразии, или она была на уровне зональности современной Африки (тропики – субтропики – теплый умеренный пояс).

Современные сосновые (кедр, сосна, ель, пихта) распространены от субтропической до тундровой зоны, не встречаясь в естественных условиях в тропиках (за исключением сосны). Род кипарисы и род туи распространены в субтропиках и теплом умеренном поясе. Такая современная зональность растений, возможно, проявлялась и раньше. Но тогда эта зональность ограничивалась умеренно-теплым, субтропическим и тропическим поясами с разным увлажнением (муссонное, континентальное, постоянное и пр.). Поэтому реконструкция распределения почв в мезозое пока невозможна. Можно заключить, что всюду, где сформирована почва, где можно выделить педосферу, с ней сопряжена биосфера. Биосфера не замыкается на педосферу. Она включает в себя и гидросферу. Поэтому Н.В. Дылис [1968] предложил разделить биосферу на биогеосферу и био-гидросферу.

## 6.7. Педосфера и литосфера

Горные породы составляют на 90 % и более субстрат педосферы. Они определяют основной минералогический состав почв, их валовой состав. Минералогический состав исходных пород определяет многие свойства почв. Даже гранулометрический состав зависит от состава породы и почвы. В значительной мере минералогический (химический) состав почв определяет тип БГЦ и экосистемы. Частично химический состав унаследован от почвообразующей породы, частично он меняется в процессе почвообразования, т.е. зависит от климата, биоты, времени (длительности и скорости процессов почвообразования). При анализе химического состава почв различают общее (валовое) содержание



химических элементов, содержание разных соединений (в том числе и минералов), количество веществ, переходящих в водную вытяжку, вещества, растворимые в разных вытяжках (щелочных, кислотных, солевых и пр.).

### **Валовой состав почв**

Основа химического состава почв, совокупность всех химических элементов, составляющих почву, – их валовой состав (у геологов больше распространён термин «результаты силикатного анализа»). На 90 % и более валовой состав почв определяется почвообразующей породой. Поскольку почвообразование в природе идет на самых разных породах, исходный состав почв может колебаться в широких пределах. Но существующие данные показывают, что с достаточно большой вероятностью многие почвы приурочены к определенным типам пород (табл. 6.7). Так, на кислых породах в гумидной зоне формируются почвы подзолистого ряда, дифференцированные по валовому составу; на слабокислых и основных породах – слабо дифференцированные бурые, дерново-лесные, подбуры и т.п.

**Таблица 6.7.** Приуроченность разных почв к горным породам, %

Почвы	Породы			
	кислые	щелочные	ультраосновные	карбонатные
Подзолистые	85	10	0	5
Бурые лесные	30	30	20	10
Черноземы	60	0	0	40
Каштановые	100	0	0	0
Сероземы	100	0	0	0
Красноземы	0	80	20	0

Красноземы залегают на основных породах и не встречаются на кислых.

Черноземы образуются на кислых и карбонатных породах и почти не встречаются на основных. На карбонатных породах иногда формируются бурые лесные почвы. Вулканические почвы (андосоли) очень часто формируются на основных породах. Лессы, содержащие карбонаты, рассматриваются как окарбоначенные вторично и по составу бескарбонатной части относящиеся к кислым породам.

Сходство и различие валового состава почвы (отдельных ее горизонтов) и почвообразующей породы позволяют оценить направленность

почвенных процессов. Но еще большее значение имеет валовой состав почвенного ила.

Многие исследователи считают, что в процессе почвообразования в первую очередь образуется ил. Его состав может указывать на направленность почвообразовательного процесса. Так, по соотношению состава ила в горизонтах В и А2(Е) оценивают возможность лессиважа, по соотношению  $\text{SiO}_2$  и  $\text{R}_2\text{O}_3$  (оксиды железа и алюминия) – степень ферраллитности почвы и т.п. Состав ила – одна из главных характеристик почв. Считается, что его состав определяется валовым и минералогическим составом материнских пород. Основная часть ила как следствие процессов выветривания унаследована почвой от коры выветривания. В почве в основном образуются оксиды, часто представленные очень тонкодисперсными зернами. В то же время выветривание и метасоматоз в коре выветривания приводят к образованию в ней глинистых минералов, близких по валовому составу (табл. 6.8).

**Таблица 6.8.** Валовой состав ила разных кор выветривания в тропиках (С.В. Зонн [1964])

Кора выветривания	Место	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{CaO}$	$\text{MgO}$
Карбонатно-сульфатная	Куба	54,00	18,94	8,81	6,00	2,36
Слитосиаллитная	Индия	52,80	27,15	13,37	1,41	2,40
Феррсиаллитная	Индия	58,49	14,86	16,14	0,90	8,17
Аллитная	Куба	36,51	42,16	15,70	0,90	0,41
Ферраллитная	Куба	35,92	17,63	41,11	1,22	0,70
Ферритная	Куба	24,60	9,71	57,61	0,65	5,47
Сиаллитная песчаная	Куба	43,28	43,26	9,01	0,33	0,28

### **Валовой состав ила**

Валовой состав ила используют в ряде генетических построений для оценки возможных почвенных процессов. В частности, для обоснования и разделения подзолистого процесса и лессиважа. Если валовой состав ила в горизонтах А2 и В одинаков, считают, что в почвах идет процесс лессиважа, если валовой состав ила в этих горизонтах различается, то процесс почвообразования характеризуют как подзолистый. В этих построениях не учитывают одну закономерность, которую удалось обнаружить, сравнивая валовой состав ила разных почв. Имеется в виду, что валовой состав ила многих почв очень близок, независимо от валового состава самих почв (табл. 6.9–6.11).

**Таблица 6.9.** Валовой состав (на прокаленное вещество) гранулометрических фракций горизонта В2 (32–62 см) в подзолистой почве на карбонатной морене [Роде, 1937]

Фракция, мкм	<0,1	0,1–0,3	0,3–1,0	1,0–5,0	5,0–50,0	Почва
Содержание фракции, %	0,6	0,8	1,7	1,9	7,1	100
Гумус, %	33,4	29,3	25,5	23,2	9,6	–
Теплота смачивания, кал/г	18,5	17,6	18,0	13,4	6,5	–
SiO <sub>2</sub>	29,20	36,32	41,27	41,18	59,30	78,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35,12	34,25	31,48	30,26	22,22	11,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,22	19,40	17,45	17,19	8,49	3,86
MnO	0,13	0,18	0,12	0,10	0,08	0,02
TiO	1,33	1,39	1,42	1,38	1,30	0,76
CaO	2,68	2,12	1,16	1,29	0,71	0,67
MgO	2,07	2,09	1,89	2,04	1,56	0,44
K <sub>2</sub> O	2,35	3,12	3,82	4,23	5,03	3,72
Na <sub>2</sub> O	0,57	0,60	0,72	0,62	1,40	0,72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,04	0,78	0,41	0,41	0,05	0,09

И в то же время, по данным А.А. Роде, с уменьшением размера илистой фракции почв меняется ее валовой состав (см. табл. 6.9). С ростом дисперсности уменьшается содержание SiO<sub>2</sub>, Na, K, увеличивается количество Al, Fe, Ca, P (табл. 6.10). Изменение валового состава по гранулометрическим фракциям может быть связано с процессами выветривания, метасоматоза, сортировкой осадочных пород при их транспортировке и отложении, с почвообразованием. Разделить влияние этих факторов достаточно трудно. Известно, что в илистой фракции почв, как и горных пород, преобладают оксиды и гидроксиды железа, глинистые минералы (сметтиты, каолинит, хлорит), цеолиты и др. В валовом составе глинистых минералов содержание SiO<sub>2</sub> не превышает 55 %. Поэтому в иле содержание кремнекислоты обычно около 60 %.

Низкое содержание кремнекислоты в ферралитных и ферритных почвах объясняется тем, что в илистой фракции много минералов алюминия (гиббсита), каолинита и оксидов железа. Но и в сиаллитно-песчаных отложениях содержание кремнекислоты в иле очень низкое. Несколько повышается содержание кремнекислоты в глинистой сиаллитной коре (слитой), но и оно не превышает 53 %.

**Таблица 6.10.** Валовой химический состав почв (% от массы) и гранулометрических фракций предкавказских черноземов (данные М.Г. Алещенко)

Горизонт	Фракция, мкм	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO	MnO	CaO	MgO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
A1	Весь	65,51	18,38	6,23	0,98	0,10	2,72	2,34	0,28	2,14	4,96
B2	Весь	66,40	17,27	5,21	0,81	0,05	4,54	2,61	0,10	1,66	5,48
C1	Весь	66,02	16,12	4,45	0,78	0,05	6,88	2,76	0,10	1,58	5,84
A1	50–10	80,11	9,09	5,39	0,51	0,07	1,22	1,64	0,06	1,28	1,96
B2	50–10	81,71	8,48	5,26	0,50	0,04	1,24	1,40	0,03	1,28	1,94
C1	50–10	81,67	8,55	5,26	0,40	0,03	1,25	1,36	0,03	1,21	1,96
A1	10–5	76,12	11,57	3,59	1,06	1,09	1,80	1,30	0,12	1,96	2,39
B2	10–5	77,45	11,55	3,26	1,01	0,08	1,78	1,40	0,06	1,63	2,08
C1	10–5	77,53	11,22	3,32	0,89	0,06	1,78	1,32	0,03	1,65	2,00
A1	5–1	71,68	14,22	7,10	1,31	0,11	1,58	1,12	0,13	2,02	1,14
B2	5–1	71,81	13,58	7,12	0,96	0,08	1,57	1,20	0,11	2,76	1,12
C1	5–1	71,93	13,61	7,06	0,92	0,08	1,57	1,14	0,10	2,49	1,11
A1	<1	51,58	27,14	11,14	1,51	0,16	2,13	2,54	0,39	2,94	0,37
B2	<1	53,88	25,21	10,24	1,43	0,14	2,80	2,39	0,28	2,57	0,38
C1	<1	54,61	24,18	10,19	1,29	0,12	2,50	2,86	0,25	2,14	0,30
0–8 см	Весь	65,57	17,95	6,81	0,99	0,09	2,61	2,13	0,27	2,02	1,80
	эоловый нанос										
	50–10	79,25	10,66	3,01	0,51	0,07	1,04	1,41	0,05	1,76	2,38
	10–5	77,62	11,08	3,77	0,53	0,08	1,29	1,20	0,06	2,61	2,23
	5–1	68,46	15,83	7,35	1,10	0,12	1,41	2,18	0,14	2,56	1,18
	<1	50,38	27,45	11,41	1,47	0,16	2,48	2,18	0,40	3,11	0,56

Аналогичная картина характерна для подзолистой почвы (табл. 6.11 и 6.12).

В иле по сравнению с почвой уменьшается содержание Si (выражено, как и все остальные элементы, в виде оксидов). Теоретически можно отделить валовой состав исходного ила (почвообразующей породы) от почвенного ила, сравнив почвенные горизонты. Постепенное изменение состава ила с глубиной от горизонта A1 к горизонту C свидетельствует об особенностях процесса почвообразования. Незакономерное изменение валового состава говорит, скорее, о слоистости почвы, чем об изменении

ила в процессе почвообразования. Анализ содержания в иле  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  +  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  показывает, что почвенные илы можно отнести преимущественно к основным породам, реже – к средним и ультраосновным. При этом отмечается близкое для многих почв содержание оксидов железа, кроме ферраллитных и ферритных. Большая близость валового состава ила почв вне тропиков и субтропиков (подзолистых, дерново-подзолистых, черноземов, бурых лесных, каштановых) показывает, что предел содержания оксида кремния в иле этих почв где-то около 60 % от массы прокаленной почвы. Для этих почв, включая тундровые (табл. 6.11), характерен очень близкий состав ила по основным элементам (кремнию, железу, алюминию). Отмечается, что обогащенность почв кремнием (свыше 90 %  $\text{SiO}_2$  от массы прокаленной почвы) приводит к тому, что содержание этого оксида в иле достигает 62 %. Такое содержание характерно для песчаных почв. Но и в этом случае просматривается близость ила этих почв к илу почв других регионов умеренной зоны. Поэтому верхнюю границу содержания оксида кремния в почвенном иле следует оценить в  $60 \pm 2$  %, что соответствует наблюдаемым почвам.

**Таблица 6.11.** Валовое содержание некоторых элементов в почвах (1) и иле (2) тундры Над-Цурского междуречья (данные Сопиной), %

Почва	Горизонт, глубина	$\text{SiO}_2$		$\text{Al}_2\text{O}_3$		$\text{Fe}_2\text{O}_3$	
		1	2	1	2	1	2
Поверхностно-элювиально-глеевая	A, 5–10	79,3	59,3	13,6	23,6	3,0	10,8
	B1, 10–15	77,5	56,1	14,3	24,2	4,6	12,3
	B2, 25–30	78,8	56,2	14,0	23,2	3,8	12,8
Поверхностно-подзолистая	A2, 7–9	80,6	60,1	12,7	23,6	3,3	10,2
	B1, 9–15	82,5	53,7	10,8	25,6	3,7	14,0
	B2, 16–28	78,3	55,9	14,5	22,9	4,0	11,8
	C, 72–110	80,7	56,4	14,7	23,9	2,5	12,7
Подзол неглубокий	A2, 4–25	92,3	61,6	4,8	21,8	1,1	8,4
	B, 25–53	92,3	62,3	5,1	22,5	1,4	9,5
	C, 72–105	93,5	60,4	3,6	20,1	1,0	9,3
Поверхностно-подзолистая глубинно-глеевая	A2, 4–7	88,0	64,8	6,1	22,2	1,5	5,9
	B1, 7–25	82,3	58,3	10,0	21,4	3,5	12,5
	B2, 25–53	83,4	58,7	8,9	21,4	3,1	12,0
	BC, 53–105	91,6	63,4	3,6	18,6	0,7	9,9

На близких по составу геологических породах формируются почвы, у которых нет больших различий в составе ила (табл. 6.12).

**Таблица 6.12.** Валовой состав почв (1) и ила (2) на покровном (А) и моренном (Б) суглинках

Горизонт	Глубина, см	SiO <sub>2</sub>				Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>				Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			
		А		Б		А		Б		А		Б	
		1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
A1	0–4	79,2	54,1	78,8	58,7	11,6	24,3	11,1	24,1	2,7	12,0	3,0	8,7
A1A2	6–14	80,7	54,5	79,5	55,9	11,4	26,3	11,3	26,5	2,35	10,3	2,7	10,2
A2	14–28	81,7	55,1	80,9	55,5	10,9	25,6	10,6	24,5	2,3	10,4	2,5	11,7
A2B	30–40	77,1	54,5	77,3	55,0	13,3	25,5	12,3	24,8	3,6	11,8	3,7	12,6
B1	45–50	74,7	55,3	74,8	54,6	14,5	26,3	14,3	25,1	4,2	11,5	4,6	12,9
B2	120–130	74,2	55,9	76,2	55,6	13,6	25,9	13,8	22,8	5,5	11,0	4,0	12,9
D1	170–190	80,7	55,0	81,3	52,1	10,9	25,2	11,5	27,4	3,8	11,6	2,6	13,6
D2	240–260	76,9	55,7	78,1	55,1	13,2	25,2	12,4	25,0	4,1	11,7	3,7	12,5
D3	400–410	73,1	56,1	72,6	56,6	15,3	26,4	16,2	25,3	5,6	10,5	5,2	11,2

Разрез, заложенный в Малинках (Биогеоценологическая станция, Московская обл.), подтвердил это положение. Моренный и покровный суглинки заметно различаются по цвету, по содержанию песчаных фракций, но валовой состав ила у них очень близок. Он близок к валовому составу ила в почвах Центрально-лесного заповедника и других подзолистых и дерново-подзолистых почв.

Ил ферраллитных и особенно ферритных почв обогащен железом, иногда его в 2 раза больше, чем в иле других почв (табл. 6.13). В то же время в сиаллитных почвах в иле содержится железа в 5–7 раз больше, чем в почве в целом. Итак, в сиаллитных почвах идет сходный процесс распределения элементов по фракциям гранулометрического состава с максимумом многих из них в илистой фракции и с минимумом содержания SiO<sub>2</sub>.

В ферраллитных почвах этот процесс также выражен, но встречаются случаи, когда в почве в целом содержание оксидов железа больше, чем в илистой фракции (табл. 6.13).

В ферраллитных почвах также выражен процесс уменьшения содержания кремнезема в иле по сравнению с почвой в целом. Но встречаются случаи, когда в почве в целом содержание кремния меньше, чем в илистой фракции, что наблюдается у ферритных почв Кубы. В этом случае содержание кремния определяется илистой фракцией почв.

**Таблица 6.13.** Валовой состав ила (1) и почвы (2),  
% на прокаленную навеску

Почва	Глубина, см	SiO <sub>2</sub>		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
		1	2	1	2	1	2
Ферраллитная (Бирма)	0–12	32,32	44,86	43,52	37,52	21,82	13,16
	12–30	30,67	43,14	44,61	39,67	20,34	13,76
	49–69	30,25	43,22	44,53	42,65	19,52	13,61
	89–102	31,90	41,94	40,75	38,63	24,41	12,69
Ферритная (Куба)	0–12	36,80	35,68	38,89	38,09	17,27	18,32
	30–40	17,49	33,52	9,59	7,02	67,08	49,20
	60–70	18,24	29,97	10,16	10,29	64,36	52,45
Коричевая карбонатная	0–10	57,04	61,86	21,05	26,56	10,55	10,79
	15–25	56,93	60,83	9,99	26,02	10,39	3,68
	30–40	56,65	59,95	21,60	26,60	9,85	10,32
	54–64	56,94	49,92	17,02	24,94	10,31	8,00
Коричневая некарбо- натная	2–10	54,90	56,24	17,76	18,76	18,27	11,80
	11–20	52,26	55,75	24,3	19,17	15,76	12,61
	30–40	55,93	54,22	23,00	17,39	14,39	11,93
	75–88	55,99	54,38	20,37	16,40	15,58	12,13
Чернозем (Молдова)	0–30	51,38	71,38	27,60	15,54	9,60	4,39
	30–40	50,82	71,39	27,12	15,96	9,56	4,39
	60–70	50,14	68,08	27,25	14,65	9,89	1,24
	120–130	51,54	64,96	26,66	15,21	9,34	4,03
	160–170	51,56	66,34	26,83	15,23	9,12	3,96

В целом ферраллитные почвы очень резко отличаются по валовому составу горизонтов от любых других почв, образовавшихся на сиаллитных корках выветривания. Существует устойчивый взгляд, что такой валовой состав ферраллитных почв сформировался в результате выноса кремния в процессах почвообразования в условиях тропиков. Но это не так. Ферраллитные почвы уже образовались на ферраллитных корках выветривания, представляющих собой продукт метасоматоза.

По теории Н.В. Разумовой и И.А. Соколова [Соколов, 2004], состав ила, как и самих ферраллитных почв, определяется геологическими процессами метасоматоза, обработкой субстрата растворами горячих источников. Эта мысль подтверждается данными Л.С. Ильиной [Ильина, Кринари, 1995], показавшей, что в красноземах преобладают продукты высокотемпера-

турного гидротермального генезиса, комплекс железистых минералов от магнетита-маггемита на вулканических породах до крупнозернистых гематитов и гетитов на осадочных породах. Присутствие сульфид-магнетитовых ассоциаций в комплексе с крупнокристаллическими гетитом и гематитом – четкий признак гидротермального выветривания пород.

В других почвах валовой состав ила в большей степени отражает процессы почвообразования (табл. 6.14).

**Таблица 6.14.** Валовой состав ила вертисолей (слитых почв), %

Место	Глубина, см	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO
Индия, Хайдарабад	3–16	55,35	13,77	24,14	1,02	2,85
	16–40	53,77	13,70	26,11	1,53	3,52
	40–75	54,69	14,18	26,45	1,52	2,83
Куба, Ориенте	1–10	58,38	11,63	22,61	0,49	3,20
	20–30	57,68	12,10	21,79	1,19	3,44
Центральная Мьянма, Мандалай	1–10	55,43	11,04	25,89		
	24–35	52,19	8,99	27,39		
	40–50	51,75	10,38	25,81		
Молдова	0–30	50,85	8,24	28,07	7,33	2,20
	30–50	52,86	8,26	27,61	5,49	3,05
	70–90	53,14	8,06	27,81	5,09	3,05
	130–150	53,68	8,39	27,02	4,81	2,64

### **Валовой состав почв и ила ряда почв**

Дифференциация валового состава почв и ила по горизонтам отмечается во многих почвах, но, как правило, она – следствие слоистости почвообразующей породы. В этом случае почвообразование может усиливать дифференциацию почв по валовому составу или сглаживать ее. Как правило, валовой состав дает представление лишь об участии кварца, полевых шпатов, слюд в почвообразовании, но судить по валовому составу о других химических свойствах почв в ряде случаев затруднительно.

Так, процесс образования кремнезема оценивали по соотношению в иле почв кремнезема и полуторных оксидов. Теперь понятно, что эта характеристика в основном унаследована от коры выветривания (подвергшейся метасоматозу). Но все равно в существующих почвах отношение в иле кремнезема и полуторных оксидов часто показательно.

Итак, можно выделить в почвах планеты два типа ила. Один тип представляет собой сиааллитный материал, где содержание оксида кремнезема



в пределах 50–60 % от прокаленной навески, а полуторных оксидов – до 40 %. Второй тип ила встречается в ферраллитных (и ферритных) почвах и содержит менее 40 % SiO<sub>2</sub> и более 60 % полуторных оксидов. Скорее всего, такое различие в валовом составе ила связано с тем, что в ферраллитных почвах происхождение ила совершенно другое, чем в сиаллитных почвах. Оно связано с гидротермальным воздействием на геологическую породу.

### **Валовой состав почв и биота**

На валовой состав почв влияет биота, которая, в первую очередь, перераспределяет ряд элементов в профиле почв, во-вторых, обогащает почву рядом элементов. Среди элементов, содержание которых в верхних слоях почвы возрастает, заметно преобладают углерод, азот, фосфор, сера (табл. 6.15).

**Таблица 6.15.** Содержание С, N, S P в горизонтах А1 разных почв, породах и растениях, % от сухой массы

Почвы и другие объекты	С	N	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S
Тундровые	1,7	0,30	0,25	0,24
Глее и болотно-подзолистые	1,9	0,25	0,08	0,95
Подзолистые	0,4	0,05	0,20	0,01
Дерново-подзолистые	1,7	0,20	0,20	0,03
Серые лесные	3,1	0,30	0,20	0,04
Черноземы выщелоченные	4,2	0,40	0,20	0,05
Черноземы типичные	4,9	0,45	0,30	0,06
Черноземы обыкновенные	4,2	0,35	0,25	–
Черноземы южные	2,7	0,20	0,20	–
Каштановые	1,5	0,20	0,15	–
Бурые пустынные	0,7	0,17	0,14	–
Сероземы	0,4	0,15	0,20	–
Красноземы	2,1	0,25	1,47	0,05
Породы осадочные	0,01–1,0	0,06	0,08	0,30
Породы плотные	0,01	0,001	0,01	0,02
Растения (в среднем)	42,1	4,3	1,30	0,30

Но обычно менее заметно, что почвы концентрируют под влиянием биоты (растений, микроорганизмов) также другие элементы, обычно называемые микроэлементами из-за их очень малого содержания в живых организмах. К таким элементам относят бор, цинк, молибден, марганец

и др. Они участвуют в так называемом биологическом круговороте веществ – в движении элементов по трофической цепи.

Приведенные данные показывают влияние литосферы на педосферу, которое проявляется в минералогическом и валовом составе почв. Но почва также влияет на литосферу. Почва ускоряет выветривание геологических пород. Образовавшись в поверхностных слоях коры выветривания, почва разрушает подстилающую породу. Из почвы поступают активные растворы, которые воздействуют на минералы геологических пород. Главный процесс, сопровождающий почвообразование, – формирование оксидов железа и алюминия, что связано с разрушением силикатов. Воздействие почвы на геологическую породу можно назвать педолизом – разрушение породы под воздействием почвы.

## **6.8. Педосфера и гидросфера**

Почва связана с гидросферой множеством связей. Осадки, попадающие на поверхность почвы, частично скатываются по поверхности почвы в водоемы. Частично они впитываются в почву, попадают в почвенно-грунтовые воды и с ними поступают в водоемы. С почвенными водами в гидросферу приносятся органическое вещество, минеральные соли, комплексные соединения. Часть обитателей гидросферы некоторое время проводят на суше, а обитатели суши – в гидросфере, трофические цепи охватывают и сушу и гидросферу, что приводит к усложнению биологических циклов углерода, азота, фосфора и других элементов. Широко развита импультверизация солей с моря на сушу. Гидросфера влияет на рельеф поверхности земли, выравнивая его водными потоками, образуя речные долины с террасами и поймами, инициируя эрозию, как линейную, так и плоскостную. Широко развита абразия берегов, которая идет под воздействием морских и речных вод. Все эти процессы приводят к тому, что в гидросферу поступает почвенный материал, так как именно поверхность суши размывается в первую очередь, и именно она относится к педосфере.

Перемещая минеральный субстрат, водные потоки погребают развитые почвы, погребают педосферу, а на поверхности этих отложений формируется новая педосфера. При формировании речных долин погребенная биосфера может размываться водой, и ее субстрат будет поступать в гидросферу. Часто реки, протекающие по заболоченной педосфере, растворяют органическое вещество торфов, что приводит к заметной коричнево-бурой окраске речных вод. В элювиальных ландшафтах, особенно горных, реки часто почти лишены растворенных веществ. Они были вымыты из почв раньше. Те вещества, которые растворены в речных водах, поступают в реки с грунтовыми водами или извлекаются из почвенного субстрата,

снесенного в реки поверхностными водными потоками или попавшего в реки в результате размыва берега.

Вынос разных соединений из почвы в значительной степени направлен в почвенно-грунтовые воды. Исследования почвенных растворов показывают, что в них содержатся органические соединения, ионы кальция, магния, натрия, калия, фосфора, карбонаты и многие другие. Вынос веществ определяют тип водного режима и глубина залегания грунтовых вод. Для педосферы характерны следующие типы водного режима: промывной, периодически промывной, непромывной, выпотной, десуктивно-выпотной, мерзлотный. Типы водного режима определяют по взаимодействию педосферы с водой. При поступлении воды осадков в грунтовые воды транзитом через педосферу водный режим является промывным (педосфера тундровой и лесной зон, влажных субтропиков и тропиков). Если такое поступление происходит не каждый год – водный режим периодически промывной (педосфера лесостепи). Если грунтовые воды подходят к поверхности педосферы, то водный режим выпотной (солончаки и болотные почвы). Если часть грунтовой воды, которая поднялась в почвенный профиль, отсасывается растениями на транспирацию, то водный режим почв относят к десуктивно-выпотному (луговые почвы). Мерзлотный режим фактически создает те же типы водного режима, но главным фактором в этом случае будет мерзлота.

Водный режим педосферы и вынос из нее веществ исследуют с помощью разных по конструкции лизиметров.

Проведенные на Почвенном стационаре МГУ им. М.В. Ломоносова многолетние наблюдения за поступлением влаги из лизиметров площадью 4 м<sup>2</sup> (через слой модельной дерново-подзолистой почвы мощностью 1,5 м) показали (табл. 6.16), что в летние месяцы в 70–80 % случаев за пределы полуметровой толщи проникает не больше 20 мм воды. Более 20 мм вода за пределы той же толщи фильтруется в 20–30 % случаев в марте–апреле и сентябре–ноябре, т.е. при весеннем снеготаянии и в осенний период, когда прекращается транспирация и увеличивается поступление осадков. Более 40 мм за пределы полуметровых лизиметров фильтруется в основном в марте–апреле и ноябре (20–30 % случаев). В зимние месяцы (январь–февраль) фильтруется очень мало воды, в основном менее 5 мм.

Учитывая высокую влагоемкость горизонтов В, ВС и С суглинистых дерново-подзолистых почв Московской области, можно предположить, что за пределы второго метра вероятность поступления значительных порций воды еще ниже, хотя водный режим почв явно промывной.

Медленное передвижение воды в летние месяцы увеличивает значение диффузии веществ, которые будут передвигаться независимо от направления движения воды по градиенту концентрации.

Полученные многочисленные данные показывают, что лизиметры характеризуют, как правило, химический состав горизонта, из которого непосредственно вытекают растворы (табл. 6.17). Средняя величина кон-

центрации (4,88 мг/л при амплитуде 6,8–4,10 мг/л Са), например, почти не зависит от сезона и от количества просочившейся воды.

**Таблица 6.16.** Условная вероятность оттока разных количеств воды за пределы 1,5 м в суглинистых почвах гумидной зоны (дерново-подзолистые почвы Московской области, по данным А.Б. Умаровой, см. [Шеин и др. Теория..., 2007]), мм

Месяц	Частота оттока разного количества воды, мм			
	<5	6–20	21–40	>40
I	0,89	0,11	0	0
II	0,92	0,04	0,04	0
III	0,59	0	0,07	0,34
IV	0,22	0,33	0,13	0,32
V	0,37	0,36	0,23	0,04
VI	0,48	0,12	0,26	0,14
VII	0,51	0,30	0,11	0,08
VIII	0,54	0,19	0,19	0,08
IX	0,59	0,15	0,22	0,04
X	0,38	0,33	0,22	0,07
XI	0,34	0,24	0,22	0,20
XII	0,56	0,33	0,07	0,04
За год	0,53	0,20	0,15	0,12

**Таблица 6.17.** Вероятность разных концентраций Са и Mg в лизиметрических водах (мг/л) ниже 150 см (по данным А.Б. Умаровой, см. [Шеин, Карпачевский, 2007])

Сезон	Са			Mg			
	<10	11–20	>20	<6	6–7	8–9	>10
Зима	0,48	0,32	0,20	0,60	0,20	0,08	0,12
Весна	0,62	0,15	0,23	0,60	0,30	0,10	0
Лето	0,46	0,28	0,26	0,80	0,20	0	0
Осень	0,90	0,10	0	0,93	0,07	0	0

Порядок величин для концентрации Са в лизиметрических водах установок, расположенных на стационаре в Москве, в городской черте, тот

же, что и в водах из лизиметров в Центральном-лесном биосферном заповеднике. Это, возможно, определяется близостью почвообразующей породы (моренного суглинка).

Анализ осадков в ЦЛБЗ показал, что с ними в почву поступает 2–10 мг/л Са, 1–5 мг/л Mg.

Концентрация Mn в осадках 0,05–0,150 мг/л.

Регистрируется незначительное содержание Си в осадках как на поле, так и под пологом леса, где, однако, концентрация его выше.

Среднее значение Zn в осадках 0,01–0,16 мг/л. За этот же период в лесу среднее содержание Zn 0,1 мг/л с диапазоном 0,01–0,7 мг/л.

Cd почти всегда отсутствовал в осадках, очевидно, его концентрация, как и Hg, лежит за пределами чувствительности прибора.

Fe с осадками поступает мало: в среднем 0,01 мг/л (max 0,2). Под пологом леса концентрации Fe также малы, но величина пиков 0,7–0,9 мг/л в 3–4 раза выше пиков концентрации Fe в осадках в поле.

Концентрация Pb в осадках одинакова на поле и под пологом леса. Следовательно, свинец не поглощается деревьями и не содержится в задерживаемой лесом пыли.

Сравнение поступления осадков на поле и в ельнике позволяет сделать два вывода. Во-первых, максимумы поступления всех изученных элементов, за исключением Mn, на поле и в лесу совпадают. Они приурочены к одному и тому же сроку. Во-вторых, в лесу концентрация элементов, как правило, выше, или, точнее, выше вероятность их более высокой концентрации. При повышенном содержании в атмосферных осадках Mn, Zn, Fe характерно многократное увеличение их концентрации, в 2–4 раза, при прохождении через лесной полог, чего не наблюдается при низком содержании этих элементов в атмосферных осадках. Особенность миграции кальция с атмосферными осадками через лесной биогеоценоз состоит в том, что при повышенном его поступлении на открытом участке, под пологом леса концентрация Са уменьшается, а при низком содержании в атмосферных осадках его концентрация под пологом леса возрастает.

Кислотность осадков в среднем близка к нейтральной (pH = 6). Кислотность почвенных растворов соответствовала pH горизонтов, хотя и обнаружила некоторую динамичность.

Содержание химических элементов в лизиметрических водах, а также поступление воды в лизиметры заметно варьируют для каждой глубины. Концентрация Fe в лизиметрических водах наибольшая в верхних лизиметрах, где она превышает концентрацию Fe в осадках в 3–10 раз. На глубине 40 см концентрация Fe в осадках и в лизиметрических водах выравнивается, на глубине 80 см она в лизиметрических водах часто ниже, чем в осадках. Следует рассмотреть два возможных пути формирования пула Fe в горизонтах: 1) равновесные концентрации с твердой фазой почв; 2) поступление органо-железистых (комплексных, хелатных) соеди-

нений в почву из подстилки. В этом случае железо не связано своим происхождением с осадками, а поступает в почвенный раствор из подстилки и почвы: из наиболее растворимых в воде железо-органических соединений.

Содержание Cu больше в осадках, чем в лизиметрических водах, что позволяет предположить ее закрепление в почве. Одновременно снижается поступление соединений меди в почвенный раствор.

Концентрация Zn заметно повышается в почвенно-лизиметрическом растворе, особенно в гумусовом горизонте. Концентрация Mg и в осадках в поле, и в лесу, и в лизиметрических водах до глубины 40 см близка. Даже характер изменения концентраций совпадает: максимум приходится на начало августа. Но в горизонте В на глубине 80 см концентрация Mg резко возрастает, и ее изменения совершенно не совпадают с динамикой этого элемента в осадках и в верхних горизонтах почвы. Возможно, что Mg в толще 0–40 см напрямую связан с поступлением его с осадками, а также проявляет высокую миграционную способность в еловом биогеоценозе (БГЦ).

Концентрация Ca в лизиметрических водах отражает, скорее, их относительную концентрацию в почвенном поглотительном комплексе, чем поступление элемента с осадками.

Содержание Pb, его соединений в осадках и почве показывает, что главный источник свинца экзогенный, он поступает в почву с осадками. Концентрация Hg и Cd в осадках и почве почти нулевая, как правило за пределами чувствительности прибора.

В данном случае специально был выбран участок педосферы, удаленный от загрязнителей (биосферный заповедник). Ясно, что техногенное загрязнение усиливает поступление элементов в педосферу, грунтовые воды, а с ними и в другие компоненты гидросферы.

**Таблица 6.18.** Средние концентрации веществ в природных водах в течение 1992–1996 гг., мг/л

Объект	Pb	Fe	Cu	Mg	Ca	Mn
Осадки поле	0,039	0,060	0,0069	0,185	1,97	0,044
Осадки лес	0,044	0,067	0,0093	0,788	3,53	0,153
Почва, 3 см	0,087	0,036	0,0051	1,749	7,95	0,297
20 см	0,044	0,232	0,0079	1,987	4,18	0,266
40 см	0,047	0,056	0,0084	2,442	6,80	0,045
80 см	0,054	0,042	0,0073	3,929	12,87	0,056

Изменение химического состава дождевых осадков и лизиметрических вод раскрывает вертикальную миграционную способность элементов-

загрязнителей через лесной БГЦ и почву. В зависимости от концентрации их в атмосферных осадках можно оценить степень загрязнения почв пылью, а также поставить ряд вопросов по химизму самих почв, активности разных почвенных процессов, возможного эффекта загрязнения и его проявления в экосистемах ЦЛБГЗ.

Приведенные данные показывают, что с осадками в педосферу поступает заметное количество разных элементов в виде различных соединений. Но в почве этих соединений содержится значительно больше, и избыток воды, поступающий в почву и попадающий в почвенно-грунтовые воды, вымывает из почвы заметно больше соединений, чем их поступает с осадками.

В зонах степей, полупустынь и пустынь педосфера обычно характеризуется непромывным типом водного режима и выпотным (когда грунтовые воды подходят к поверхности почвы). Часто грунтовые воды этих регионов засолены (плотный остаток достигает десятков г/л), и если эти грунтовые воды связаны с морскими акваториями, то вынос в них солей достигает большой величины. Нельзя происхождения всех этих солей связывать с педосферой. Обычно эти соли унаследованы почвой от материнских и почвообразующих пород. Но в условиях жаркого климата происходит увеличение концентрации этих солей в грунтовых и поверхностных водах, что связано с водным режимом педосферы.

Хорошо видно, как накапливается хлор в водах континентальных аридных регионов.

Итак, педосфера активно взаимодействует с гидросферой, влияя на поступление в нее разных элементов (в зависимости от типа водного режима почв и климатической зоны).

Следует остановиться еще на одной стороне связи гидросферы и педосферы. Это постоянное содержание воды в порах почв. Метровая толща рыхлых песков содержит после таяния снега до 680 т/га воды (68 мм). В период наибольшего иссушения содержание воды падает до 170 т. Связные пески при наименьшей (полевой) влагоемкости сохраняют 960 т воды (также и в метровом слое). При максимальном иссушении в летние месяцы запасы воды падают до 160–240 т в той же толще почвы. Соответственно супесь содержит 2100 т воды весной и 900 т в период наибольшего иссушения. Суглинки в среднем содержат 3600 т в период увлажнения и 1775 т при иссушении почвы. Содержание воды в метровом слое глинистых почв еще больше: 4370 и 2500 т. Более глубокие слои в гумидной зоне содержат еще больше воды, в аридной – меньше. Но вода всегда содержится в почвенном профиле. Там она играет важную роль в снабжении растений и в активности разных почвенных реакций и процессов. В целом в педосфере запасы воды как ее компонента исчисляются не менее  $40 \cdot 10^6$  млн т во влажный период и  $26 \cdot 10^6$  – в сухой. Если вспомнить, что средняя масса гидросферы  $14 \cdot 10^{16}$  т, то запасы почвенной воды в  $10^9$  (миллиард) раз мень-

ше, чем запасы воды в гидросфере. Но ее экологическая роль громадна. Именно эта вода в первую очередь определяет продуктивность экосистем. Снабжение растений водой – одна из самых важных функций педосферы.

**Таблица 6.19.** Химический состав некоторых природных вод, мг/л

Объект	Ca	Mg	Na + K	HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl + Br
Байкал	15,2	4,2	6,1	50	4,9	15,8
Ладожское оз.	7,1	1,9	8,6	40,2	3,5	7,7
Гурон оз.	24,1	7,0	4,4	51,1	6,2	2,6
Женевское оз.	42,3	3,4	4,2	51,4	40,5	0,8
Иссык-Куль	114	294	1475	240	2115	1586
Мертвое море	9,1	25,5	25,9	–	0,5	131,1
Кара-Богаз-Гол	0,3	20	81,2	–	46,9	142,5
Амазонка	5,4	0,3	3,3	18,1	0,6	2,6
Миссисипи	34,1	8,8	13,8	118	25,6	10,3
Днепр	55,7	11,8	2,3	195,2	12,9	9,2
Волга	80,4	22,3	12,5	210,4	112,3	19,9
Лена	18	3,8	18,8	66,4	21,2	15,2
Енисей	19,3	4	1,5	73,2	4	2,6
Средний материковый	13,9	3,3	6,1	47,6	11,9	6,4
Ежегодный вынос, млн т	404	117	217	1692	423	228

Данные показывают, что расход воды в антропосфере резко возрастает, а чистой воды становится все меньше. Например, на производство 1 т продукции расходуется воды в м<sup>3</sup>: стали – 250, меди – 500, целлюлозы – 1500, пшеницы – 1500, хлопка – 10000, кукуруза – 500, рис – 120–200.

## 6.9. Педосфера и атмосфера

Педосфера активно взаимодействует с атмосферой. Из атмосферы в почву постоянно поступают вода, пыль, газы и связанные с ними соединения разных элементов. Атмосфера пропускает солнечные лучи определенного спектрального состава. При этом в горах в спектре солнечного света больше ультрафиолетовых лучей, чем на равнинах. Загрязнение



атмосферы всегда сопровождается загрязнением гидросферы и педосферы. Особое значение играет аэральное поступление мелкозема (в результате извержения, ветровой эрозии) в педосферу для формирования глубокогумусных почв.

Одновременно педосфера постоянно выделяет в атмосферу разные газы, летучие вещества, водяной пар. Педосфера наряду с литосферой (и вулканами) – источник пыли в атмосфере. В настоящее время обсуждается проблема поступления в атмосферу так называемых парниковых газов, которые могут привести к потеплению климата. К этим газам относят углекислый газ, метан. Часть выделяющихся из почвы газов (закись азота) может влиять на озоновый экран, уменьшая его мощность и способствуя большему проникновению ультрафиолетовых лучей на поверхность планеты. Таким образом, между педосферой и атмосферой существует постоянный обмен водой, углекислым газом, соединениями азота.

Изменение влажности и температуры почв приводит к изменению содержания и состава почвенного воздуха. Обычно в почве во всех гидрологических горизонтах, кроме застойного увлажнения, находится определенный объем воздуха (поры аэрации при данной влажности). В застойном горизонте содержится заземленный воздух и воздух, растворенный в воде.

Почвенный воздух отличается от атмосферного, в первую очередь, содержанием  $\text{CO}_2$ . В болотных почвах (торфяниках) в воздухе, содержащемся в порах, отмечается заметная концентрация метана, сероводорода. Сероводород может выделяться и в других застойных горизонтах, где имеются сульфаты и работают сульфатредуцирующие бактерии.

В почвах постоянно происходят процессы денитрификации и нитрификации, которые сопровождаются выделением из почвы аммиака и оксидов азота.

Все газовые реакции зависят от влажности и температуры, от содержания органического и питательных веществ в почве, от жизнедеятельности микроорганизмов, педофауны, растений.

### **Содержание в почве $\text{CO}_2$**

Наиболее изучено содержание в почве и выделение из нее  $\text{CO}_2$ . Анализы показали, что с глубиной концентрация  $\text{CO}_2$  в почвенном воздухе возрастает (табл. 6.20).

На глубине 3 м в дерново-подзолистых почвах средние содержания  $\text{CO}_2$  достигали почти 4 %. Отмечается заметное повышение концентрации  $\text{CO}_2$  в почвенном воздухе под лесом. По расчетам В.М. Боровского [1967], в почвах, содержащих карбонаты, это может привести к их растворению. Наблюдается еще одна закономерность: концентрация углекислого газа в пахотных почвах меньше, чем в аналогичных горизонтах целинных почв, что определяется более энергичным газообменом между атмосферой и почвой в агроценозе.

**Таблица 6.20.** Содержание CO<sub>2</sub> в почвенном воздухе черноземов Молдавии, почвах Московской области, Карелии (Синкевич, 1989; Николаева, 1970; Ларионова и др., 1987; Заварзин, Погодина, 1979, см. [Карпачевский, 2005]), % от объема

Глубина, см	Карбонатный чернозем	Обыкновенный чернозем	Ксерофитный чернозем			Серая лесная суглинистая	Дерново-подзолистая				Подзолистая, суглинистая
			пашня	полевая	лес		лес	озимая рожь	травы 1-го года	вико- овсяный пар	
20	0,54	0,54	0,53	0,31	1,14	2,0	0,31	0,26	0,62	0,41	1,21
35	0,57	0,78	0,70	0,85	1,38	2/40	0,82	0,68	1,27	0,67	1,84
50	0,57	0,82	0,80	0,99	1,48	2/22	1,56	0,90	1,37	0,88	1,31
100	0,73	0,93	1,16	1,32	2,06	2,40	1,8	1,06	1,08		1,19
150	0,74		1,54	1,55	2,10		1,61	1,05	1,18		1,92
>150							3,78	2,30	1,64		1,50

О колебании концентрации CO<sub>2</sub> в почвенном воздухе дает представление сводка Н.Г. Зборищук (1976, см. [Карпачевский, 2005]) (табл. 6.21), в которой приведены колебания в содержании углекислого газа в течение вегетационного периода для разных зональных почв. Отмечается высокое содержание CO<sub>2</sub> в болотных почвах и относительно низкое – в почвах степей и пустынь, хотя именно в этих почвах, как правило, больше всего карбонатов. Из приведенных данных следует, что карбонаты не оказывают заметного влияния на концентрацию CO<sub>2</sub> в почве, в том числе в ее глубоких слоях. Отсутствие такой связи позволяет предположить, что главный источник почвенной углекислоты – гумус, микроорганизмы и животные, при этом образующаяся углекислота может стекать в более глубокие слои почвы.

**Таблица 6.21.** Содержание CO<sub>2</sub> в почвенном воздухе пахотных горизонтов (0–20 см), % от объема

Почва	CO <sub>2</sub>	Почва	CO <sub>2</sub>
Иловато-болотная	1,1–8,1	Чернозем обыкновенный	0,3–0,8
Торфяно-глеевая	0,8–4,5	Чернозем южный	0,05–0,6
Дерново-подзолистая	0,2–1,0	Каштановая	0,05–0,5
Серая лесная	0,2–0,6	Серозем	0,05–0,3

Большие колебания в содержании  $\text{CO}_2$  для поверхностных горизонтов свидетельствуют о достаточно заметной динамике состава почвенного воздуха в течение года. Многочисленные данные подтверждают, что газовый режим почв – высокодинамичный почвенный параметр (табл. 6.22).

**Таблица 6.22.** Динамика  $\text{CO}_2$  почвенного воздуха в черноземе обыкновенном под озимой пшеницей [Синкевич, 1989], % от объема

Глубина, см	Год	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Среднее
20	1973	0,72	0,72	0,89	0,86	0,60	0,85	0,35	0,64
»	1974	0,53	0,59	0,39	1,13	0,56	0,80	0,63	0,66
50	1972	0,69	1,30	0,93	1,28	0,84	0,84	0,51	0,91
»	1973	0,89	0,97	1,17	0,94	0,87	0,47	0,41	0,82
»	1974	0,96	0,65	0,52	1,29	0,55	0,79	0,64	0,77
70	1972	0,80	1,24	1,04	1,34	1,03	0,99	0,53	1,00
»	1973	1,04	1,04	1,36	1,17	0,96	0,42	0,54	0,99
»	1974	1,15	0,73	0,70	1,34	0,60	0,98	0,64	0,88

Колебания в содержании  $\text{CO}_2$  в почве достигает целых процентов (если учесть, что среднее содержание  $\text{CO}_2$  в атмосфере 0,03, то в почвенном воздухе содержание углекислого газа превышает его содержание в атмосфере в 10–40 раз).

### **Выделение $\text{CO}_2$ из почвы**

Высокое содержание  $\text{CO}_2$  в почве обуславливает энергичные выделения углекислоты из почвы. Это явление Люндегорд назвал дыханием почвы. Действительно, в смешанном лесу Германии в толще 0–40 м над уровнем почвы концентрация  $\text{CO}_2$  (в мл/л) изменяется от 360 у поверхности почв до 330 на уровне 40 м (уровень поверхности кроны – 22 м). В дневные часы концентрация  $\text{CO}_2$  в атмосфере заметно падает (до 310 мл/л над уровнем почвы, до 305 мг/л на высоте 10 м и снова 310 мл/л на высоте 40 м). В ночные часы концентрация  $\text{CO}_2$  снова возрастает («нормальная» концентрация  $\text{CO}_2$  в атмосфере 335 мл/л или 0,6 г/л). Аналогичная картина по суточному распределению  $\text{CO}_2$  наблюдается в атмосфере сосняка-кисличника и сосняка сфагнового. Концентрация в ночное время достигает 0,68–0,64 г/л на высоте 4 м, в дневное время 0,62 г/л над почвой и 0,57 г/л на высоте 16 м.

В степных ценозах ночью концентрация  $\text{CO}_2$  в слое 0–30 см превышает нормальную на 5–10 мл/м<sup>2</sup>, в дневные часы на высоте 5–10 см нормальная, выше (в слое 10–30 см) – несколько ниже нормальной.

Ясно, что изменение содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере связано с поступлением углекислоты из почвы и потреблением ее растениями. Интенсивность поступления  $\text{CO}_2$  из почвы определяется типом почвы, ее температурой, временем суток, сезоном, активностью корней и микрофлоры.

Многочисленные данные, полученные самыми разными методами, свидетельствуют, что поступление  $\text{CO}_2$  из почвы в атмосферу измеряется 1–30 кг/га в час (табл. 6.23). При этом приблизительно 30 % этой величины связано с дыханием корней, 30 % – с деятельностью микроорганизмов и остальное количество – с деятельностью почвенной фауны. Сам механизм выделения определяется диффузией  $\text{CO}_2$  из почвы и газообменом между почвой и атмосферой (вытеснением почвенного воздуха водой, перемешиванием с атмосферным воздухом).

**Таблица 6.23.** Выделение  $\text{CO}_2$  в атмосферу в течение вегетационного периода, кг/га в час

Экосистема, почва	$\text{CO}_2$ (среднее значение)
Травянистая тундра, торфяная	2,7
Сосновый лес, песчаная подзолистая	1,3
Ельник сложный, бурая поверхностно-глеевая	2,0–8,1
Дубово-сосновый лес, дерновая суглинистая	1,0–6,3
Лес из тюльпанового дерева, бурая лесная	0,7–8,8
Низкотравная прерия, глинистый бурый чернозем	1,0–26,0
Типчаково-птилагростиевая полупустыня, высокогорная бурая пустынная	0,1–2,2
Холодная пустырниковая пустыня, каменистая серо-бурая	0,03–1,0
Пальмовая саванна, дерновая	2,7
Тропический вечнозеленый лес, герониевый желтозем	1,3–6,7
Дождевой тропический лес, краснозем	5,0–15,0
Лиственничник травяной, вулканическая грубогумусная	0,6–5,6
Дубо-ельник волосистоосоковый, дерново-подзолистая	1,5–12,2
Залежь, чернозем карбонатный	0,6–4,3
Залежь, чернозем обыкновенный	0,6–4,9
Пашня, чернозем ксерофитно-лесной	1,16–4,62
Поляна в дубовом лесу, чернозем ксерофитно-лесной	1,9–5,8
Пашня, чернозем предкавказский	2,4–14,1
Тайга, торфяная	4,0–12,0

Анализ данных распределения  $\text{CO}_2$  в почвенном профиле показывает, что только часть  $\text{CO}_2$  выделяется из почвы, другая часть «стекает» в более глубокие слои почвы (идет дифференциация почвенных газов по их плотности, а плотность  $\text{CO}_2$  выше, чем у кислорода и азота – 1,9769, 1,42904 и 1,2568 г/л соответственно).

При движении воздуха сквозь пористую среду (почву) вниз по профилю происходит накопление в нем  $\text{CO}_2$ . По подсчетам В.Н. Мина (см. [Карпачевский, 2005]) в почвенном метровом слое может содержаться 20–100 кг/га  $\text{CO}_2$ , что соизмеримо с выделением его из почвы, как это было установлено разными авторами в многочисленных исследованиях. На содержание  $\text{CO}_2$  в почве и его выделение из почвы влияют те же динамические факторы: влажность почв и ее температура. Эти параметры, в свою очередь, кроме прямого изменения объема воздуха в почве, скорости диффузии отдельных газов влияют также на активность биоты. Именно с этими параметрами (влажность, температура, активность биоты) связаны суточные и сезонные колебания в содержании и выделении  $\text{CO}_2$ . Приведенные выше данные свидетельствуют, что амплитуда как содержания  $\text{CO}_2$  в почве, так и выделения  $\text{CO}_2$  из почвы достигает заметной величины.

Так, в дневные часы (с 7 до 15 ч) интенсивность выделения  $\text{CO}_2$  подчиняется уравнению прямой:  $y = a + bx$ , где  $y$  – количество выделившейся углекислоты,  $x$  – время в пределах 7–15 ч,  $a$  и  $b$  – коэффициенты, зависящие от почвы. Для грубогумусной вулканической почвы в пределах 11–15 ч коэффициент  $a$  равен 0,7, коэффициент  $b$  – 1,1.

Следует отметить высокую динамичность выделения  $\text{CO}_2$  из почвы.

В тундровых почвах в среднем выделяется 2–3 кг/(га·ч)  $\text{CO}_2$ , но в отдельные жаркие дни интенсивность выделения достигает 20 кг/(га·ч)  $\text{CO}_2$ . На суммарное выделение  $\text{CO}_2$  из почвы влияют, в первую очередь, среднесуточная температура и влажность почв. Оценка данных показывает, что в тундре в течение короткого вегетационного периода из почвы выделяется около 9 т/га, из таежных подзолистых почв – 10–21 т/га, черноземов – 23–40 т/га, бурой полупустынной – 3 т/га, саванной почвы – 12 т/га, желтозема – 32 т/га, краснозема – до 88 т/га. Максимум выделения обычно приходится на июль–август.

На выделение  $\text{CO}_2$  из почвы влияют многие другие факторы: тип БГЦ, тип парцеллы, запас подстилки, плотность почв, степень участия животных, корней и т.д. Так, удаление червей из почвы увеличило выделение  $\text{CO}_2$  из почвы с 5 до 6 кг/ч.

Выбросы крота в первый год интенсивно выделяют  $\text{CO}_2$ , но к 10 г это выделение снижается (на 0,5–2 кг/(га·ч)). Возможно, в обоих случаях (удаление червей и выбросы) выделение  $\text{CO}_2$  увеличивается в результате «освобождения» его из пор более глубоких горизонтов, где содержание углекислого газа выше, чем в поверхностных слоях почвы.

Цикличность концентрации  $\text{CO}_2$  в почве и выделения его из почвы связана с цикличностью основных почвенных процессов: режимов влажности, температурного, поступления опада и т.п. Поэтому, в первую очередь, динамика параметров газового режима позволяет оценить динамику других свойств почв. Но сама углекислота оказывает заметное влияние на химизм и биоту почв. Концентрация  $\text{CO}_2$  выше 6 % смертельна для многих живых организмов, чем и обусловлена сохранность торфяных залежей: там уже на глубине 50 см может создаваться концентрация  $\text{CO}_2$  более 6 %.

Образование  $\text{CO}_2$  в почве сопровождается изменением химических свойств почв (рН, выпадением и растворением карбонатов, миграцией бикарбонатов, других веществ).

Углекислый газ может оказаться существенным агентом, усиливающим выветривание и трансформацию почвенных минералов.

Из приведенных данных ясно, что именно почвенная углекислота, выделившаяся в атмосферу, в первую очередь поглощается растениями. Именно с этой ролью  $\text{CO}_2$  в приземном слое атмосферы связан «древний» возраст растений Камчатки вблизи активных вулканов. Выделяющийся из них углекислый газ поступает в растения в результате фотосинтеза, он не успевает обогатиться  $^{14}\text{C}$  и поэтому получается, что растения, выросшие в этом году на почве, по  $^{14}\text{C}$  древнее самой почвы [Сулержицкий, 1976].

В менее широких масштабах также «постарения» органического вещества следует ожидать в лесных почвах, где  $\text{CO}_2$  поглощается растениями в слое 10–40 м над уровнем почвы, пока он диффундирует в верхние слои атмосферы (об этом свидетельствует градиент концентрации  $\text{CO}_2$  воздуха в приземных слоях и в корне, намного превышающий среднюю концентрацию  $\text{CO}_2$  в атмосфере).

Динамика  $\text{CO}_2$  в течение суток, сезона достаточно широко изучена. Так, для сильноокультуренной пашни на дерново-подзолистой почве, по данным А.В. Смагина, выделение  $\text{CO}_2$  имеет два максимума: ночной и дневной, и утренний минимум (в условиях выровненного теплового режима июня) и измеряется 150–400 мг/(м<sup>2</sup>·ч), при этом из почвы, лишенной корней, выделение углекислоты на 30 % меньше, чем из почвы с корнями. В меньшей степени известны достоверные данные по выделению  $\text{CO}_2$  из почв в разные годы. По данным З.А. Синкевич [1989], в 1972–1973 гг. амплитуды колебаний содержания  $\text{CO}_2$  в почве составляли: в апреле 0,20 % от объема почвенного воздуха, в мае 0,15 %, в июне 0,50 %, августе 0,27 %, сентябре 0,35 %, октябре 0,20 %. Но средние концентрации были близки (0,62–0,66 % средняя концентрация за вегетационный период). Амплитуда при выделении  $\text{CO}_2$  из почвы по годам достигала 1,69 кг/(га·ч) в апреле, 1,81 кг в мае, 1,56 кг в июне, 1,49 кг в июле, 1,86 кг в августе, 1,50 кг в сентябре. Колебания, безусловно, связаны с активностью биоты в те или иные годы.

## **CO<sub>2</sub> в геологической истории Земли и в современных условиях**

Если выделение CO<sub>2</sub> из почвы колеблется в течение суток, сезона, в многолетнем цикле, то следует ожидать значительного колебания в выделении CO<sub>2</sub> из почвы и в содержании ее в атмосфере в геологические периоды. Сейчас многие исследователи придерживаются гипотезы, что с увеличением количества CO<sub>2</sub> в атмосфере на Земле проявится парниковый эффект и наступит глобальное потепление климата. Приводятся данные по увеличению концентрации CO<sub>2</sub> в атмосфере за последние два века с 279 до 355 мл/м<sup>3</sup>. В геологическом времени такие потепления с избыточным содержанием CO<sub>2</sub> в атмосфере связывают с образованием карбонатных отложений (известняков, мела). Очевидно, для понимания процессов динамики CO<sub>2</sub> в атмосфере необходимо выяснить баланс углекислоты: источники ее поступления и фиксации, поглощения.

Источником CO<sub>2</sub> в атмосфере следует считать вулканическую деятельность, дыхание живых организмов, дыхание почвы, разложение карбонатов, окисление органических остатков, хозяйственную деятельность человека. По расчетам А.П. Виноградова, за 4,7–5 млрд лет из мантии выделилось в атмосферу до  $3 \cdot 10^{22}$  г C-CO<sub>2</sub>, что составляет 2,5 % общего содержания углекислого газа в мантии ( $2 \cdot 10^{24}$  г). Отсюда следует, что в атмосфере содержание углекислого газа определяется равновесием с литосферой и гидросферой, а весь углекислый газ атмосферы выделился из мантии и теперь он используется растениями в их цикле углерода.

Убыль CO<sub>2</sub> из атмосферы связана с фотосинтезом растений, с образованием известковых панцирей у животных, с формированием карбонатных и гумусовых горизонтов в почвах, отложением торфа.

Вулканическая деятельность – переменная величина, связанная с интенсивностью тектонических процессов. Возможно, что карбонатные отложения девона, карбона и мела связаны с каледонской, герцинской вулканической активностью. Некоторые исследователи считают, что к повышенному содержанию CO<sub>2</sub> в атмосфере приурочены болотообразование (Бахнов, 1986, см. [Карпачевский, 2005]) и интенсивное образование углей.

Другими словами, при повышении концентрации CO<sub>2</sub> в атмосфере из круговорота, из углеродного цикла происходит отток CO<sub>2</sub> в биосферу и закрепление в виде органогенных пород в бывшей биосфере, ставшей литосферой.

Рост концентрации CO<sub>2</sub> в атмосфере, безусловно, был постепенным. Даже в современных условиях, при интенсивном сжигании топлива, распашке земель и сработке гумуса и торфа накопление CO<sub>2</sub> в атмосфере идет медленно. По данным метеостанции на Гавайских островах, достаточно удаленных от непосредственных промышленных и сельскохозяйственных источников CO<sub>2</sub>, с 1955 по 1980 г., концентрация CO<sub>2</sub> в атмосфере возросла с 315 до 336 мл/м<sup>3</sup>, в среднем 0,8 мл/м<sup>3</sup> в год. Но в такие относительно

спокойные периоды динамика  $\text{CO}_2$  (его цикл), фотосинтез и разложение органического вещества уравновешены. Поэтому лесные экосистемы в равновесном состоянии не служат резервуаром для накопления  $\text{CO}_2$ . Лес может закреплять  $\text{CO}_2$  только в случае искусственного разведения. Тогда на период его роста образуется фитомасса, которая до рубки служит «стоком» для атмосферного углекислого газа. Но вырубка, пожар снова вводят замороженные активы  $\text{CO}_2$  в атмосферу.

Поэтому ни тайга сама по себе, ни леса Амазонии и Африки не поглощают избыток  $\text{CO}_2$  из атмосферы. Избыток  $\text{CO}_2$  расходуется на торфообразование, при накоплении гумуса в почвах, при формировании карбонатного профиля почв. Периодом стока углекислого газа из атмосферы следует считать период образования черноземов и других глубокогогумусных почв. Обычно гумус в почве ежегодно образуется и ежегодно разрушается (минерализуется с выделением в атмосферу  $\text{CO}_2$ ). Но в насыщенных основаниями почвах  $\text{CO}_2$  частично закрепляется, образуя карбонаты Ca и Mg. Такое закрепление хорошо прослеживается в каштановых почвах Хакасии, в ряде черноземов.

Нормальное функционирование биосферы неизбежно сопровождается флуктуациями в содержании  $\text{CO}_2$  в атмосфере. В целом за достаточно длительный период эти флуктуации компенсируют друг друга. Но в какой-то относительно короткий период (для геологической истории Земли) некомпенсированное увеличение или уменьшение  $\text{CO}_2$  в атмосфере может сыграть свою роль в формировании биосферы (видовой состав живых организмов, типы почв, площадь почвенного покрова и т.д.).

Предположительно в биосфере действует следующая схема.

Концентрация  $\text{CO}_2$  в атмосфере увеличивается, проявляется парниковый эффект, за ним следует потепление, таяние ледников, обводнение низменностей суши, интенсификация болотообразовательного и гумусообразовательного процессов, формирование кораллов и т.д., расширение площади многогумусных почв, в результате всех этих процессов концентрация  $\text{CO}_2$  в атмосфере уменьшается, достигая прежнего уровня, усиливается видообразование, аридизация, минерализация торфа и гумуса и снова  $\text{CO}_2$  поступает в атмосферу, повышая концентрацию.

Этот механизм цикла углекислоты в биосфере постоянно воспроизводится. Наверное, при детальном анализе можно выявить короткие и длительные циклы. Есть и очень короткие циклы, циклы локальные, связанные с местными условиями.

### **Другие газы в системе почва–атмосфера**

Как указывалось выше, в почвенном воздухе по сравнению с естественной атмосферой может возрастать концентрация метана, сероводорода, оксидов азота. Внесение в почву азотных удобрений резко увеличивает поступление в атмосферу аммиака, оксидов азота.



Аммиак выделяется в основном на влажных кислых почвах (подзолистых, дерново-подзолистых и т.д.). Потери составляют от 4 кг/га азота за лето в паровом поле до 8,8 кг/га азота при удобрении почвы 300 кг/г N в виде мочевины. В дневное время (на свету) практически из всех почв выделяется диоксид азота. Интенсивность его выделения составляет 0,1–5,7 г/(га·ч). Как видно, выделение аммиака и оксидов азота на 3 порядка меньше, чем поступление в атмосферу CO<sub>2</sub>. Удобрение увеличивает поступление аммиака и оксидов азота в 2–6 раз (табл. 6.23). По другим данным [Ким, 1973], из бурых лесных почв под насаждениями кедра корейского, в дубняке и на лугу за неделю выделилось 3,4–2,6–1,8 кг/га NH<sub>3</sub> и 0,21–0,12–0,19 кг/га NO<sub>2</sub>. По оценкам Р. Седерлунда и Б. Свенсона [1976], все экосистемы планеты ежедневно выделяют в атмосферу от 1 до 14·10<sup>6</sup> т азота в виде оксидов. В основе естественного выделения NO<sub>x</sub> лежит биологическая денитрификация, которая обязательно идет во всех почвах земного шара.

**Таблица 6.24.** Выделение газов из дерново-подзолистой почвы при внесении удобрений [Макаров, 1988], г/(га·ч)

Газ	Без удобрения	N <sub>имм</sub>	N <sub>нитр</sub>	N <sub>мочевина</sub>	Известь + N <sub>имм</sub>	Известь + N <sub>мочевина</sub>
NH <sub>3</sub>	0,3	Не опр.	0,8	3,0	4,7	3,8
NO <sub>2</sub>	0,3	0,4	0,6	1,0	1,1	1,5

Внесение удобрений может увеличить поступление оксидов азота в атмосферу, так же как на орошаемых почвах и рисовниках увеличивается выделение H<sub>2</sub>S и CH<sub>4</sub>. Вообще деятельность человека способствует интенсификации процессов газообмена в системе почва–растение. Но поскольку колебания теплового режима на Земле происходили и до появления человека, считать грядущее потепление итогом деятельности человека преждевременно. Вполне возможно, что потепление в большей степени связано с галактическим годом солнечной системы [Милановский, 1983].

Поступление серы в атмосферу на 50 % определяется экосистемами (водными и наземными). В результате микробиологических процессов, особенно в условиях переувлажненных почв, H<sub>2</sub>S поступает в атмосферу. Сероводород продуцируется в почве при восстановлении сульфатов (в болотах, топях, слабо дренированных почвах) и при разложении органического вещества. По расчетам, количество выделяемого почвами сероводорода достигает 58–110·10<sup>6</sup> т S ежегодно, что превышает поступление серы в результате деятельности человека. Обычно сероводород в почве вступает в соединения и превращается в сульфиды металлов. При господстве окислительных условий сульфиды окисляются в сульфаты. Но

переувлажнение, восстановительные условия способствуют поступлению сероводорода в атмосферу.

В настоящее время многие исследователи [Шейн и др., 2007] полагают, что в атмосферу в основном выделяется не сероводород, а органические соединения серы, такие как сернистый карбонил, диметилсульфид, метилмеркаптан. По оценке этих исследователей, выделение сернистых газов из разных почв составляет в среднем 72 г/(м<sup>2</sup>·год) серы с колебаниями в пределах 0,002–150 г. В общем балансе летучих органических соединений поступление серы в атмосферу можно оценить следующими цифрами [Смит, 1985]: морские водоросли – 0,05·10<sup>6</sup> т/год; свежие листья – 0,01·10<sup>6</sup> т/год; отмирающие листья – 0,53·10<sup>6</sup> т/год; почвы – 1,5–4,9·10<sup>6</sup> т/год. Как видно, в лесных экосистемах и фитоценозах и подстилка, и почва могут быть источником органических соединений серы, попадающих в атмосферу.

Отражая жизнь экосистем, газовый режим может служить индикатором состояния экосистем, условий их существования. Так, в анаэробных условиях в почве начинает образовываться метан (СН<sub>4</sub>). Особенно интенсивно он выделяется из рисовых почв. Специальный опыт Ахарайя (по [Рассел, 1955]) показал, что с нарастанием анаэробизиса уменьшается выделение СО<sub>2</sub> из почвы (табл. 6.25), увеличивается выделение метана и сначала возрастает, а потом падает выделение водорода. Приведенные данные показывают общую связь почвы и атмосферы, роль почвы в регулировании состава атмосферы.

**Таблица 6.25.** Количество и состав выделяющихся из почвы газов при разной степени анаэробизиса при разложении рисовой соломы (температура 30 °С, 100 г соломы, 6 мес), л

Газ	Степень анаэробизиса		
	слабая	умеренная	сильная
Углекислый	32,5	17,4	10,8
Метан	2,1	6,9	10,6
Водород	0,92	5,6	0,1
Потеря массы соломы, г	34	37	35
Связанный N/N <sub>общ</sub>	0,33	0,26	0,07

По данным ряда исследователей [Смагин, 1999], количество парниковых газов в атмосфере неуклонно возрастает (табл. 6.26). Однако сам этот факт ни о чем не говорит. Судя по чередованию отложений карбонатных и некарбонатных пород, можно предположить, что периоды с высоким содержанием углекислого газа в атмосфере были неоднократно, это естественный процесс.

Также можно предположить, что метан выделялся в атмосферу в условиях теплого и влажного климата, приведшего к формированию залежей углей. Восстановительный режим в почвах под гигантскими папоротниками приводил к консервации органического вещества и выделению в атмосферу сероводорода и метана. Периодичность таких колебаний при отсутствии интенсивного промышленного выделения углекислого газа говорит в пользу природной динамики концентрации парниковых газов в атмосфере.

**Таблица 6.26.** Рост концентрации газов в атмосфере, ppm

Год	CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	N <sub>2</sub> O
1765	279,0	0,790	0,285
1900	295,7	0,974	0,292
1960	316,2	1,272	0,296
1970	324,8	1,421	0,298
1980	337,3	1,569	0,303
1990	343/9	1,717	0,310

Особенно быстро возрастает концентрация метана, что связано с орошением почв и ростом поголовья жвачных животных, которые тоже выделяют метан в атмосферу.

### **Влияние атмосферы на почву**

Существует и весьма четкая обратная связь – воздействие атмосферы на почву. Эта сфера воздействия охватывает поступление в почву из атмосферы пыли, солей, кислот, других веществ, включая аэрозоли, тяжелые металлы и др. Особенно этот процесс усилился в последние годы в связи с загрязнением, поступлением в почву продуктов технических производств. Но этот процесс шел и идет и в естественных условиях, хотя результаты его несколько иные: почвы остаются естественными и чистыми.

Изменение свойств почв, связанное с воздействием газов, проявляется в морфологии почв, в их химическом составе. Так, образование карбонатов в почвах, безусловно, связано с продуцированием CO<sub>2</sub> при окислении почвенного гумуса, с особенностями обмена почвенного воздуха с атмосферой. Процессы окисления, идущие в почве при отсутствии избыточного увлажнения, приводят к тому, что в конечном итоге все силикатные соединения железа переходят в оксиды и гидроксиды. Поступление атмосферного азота в почвенные поры приводит к фиксации его микроорганизмами. Известно, что в весенний период затопление почв и формирование застойно-переувлажненного гидрологического горизонта не так опасны

для почвы, так как весенняя вода богата растворенным кислородом. В летние месяцы кислород почвенного раствора быстро расходуется микроорганизмами, и корни деревьев и других растений испытывают недостаток в кислороде, что приводит в случае 10-дневного переувлажнения к гибели корней (и растений).

Изменения почв связаны с такими их свойствами, как сенсорность и рефлекторность [Соколов, Таргульян, 1976], т.е. чувствительность почв к изменению фактора и способность почв реагировать на данный фактор.

В основе всех изменений почв лежат рассмотренные выше три циклических процесса: водный, тепловой и газовый режимы почв. Они воздействуют на почву прямо и через растения, что может приводить, независимо от характера изменчивости фактора (циклического или нет), к циклическим и трендовым изменениям в свойствах почв. Циклическость и тренд в какой-то степени зависят от времени оценки явления. При непродолжительных исследованиях трендом можно пренебречь: его просто трудно выявить. Свойства почвы могут оказаться ценным свидетельством определенных фаз в развитии почв, дать представления о тренде изменения, выявить необратимость изменений, но для этого необходимы наблюдения за их динамикой.

В заключение следует отметить, что педосфера (почвенный покров) средней мощностью 2 м в порых, не занятых водой, содержит 40–60 кг/га  $\text{CO}_2$ , или около  $7,5 \cdot 10^{14}$  г. По сравнению с запасами  $\text{CO}_2$  в атмосфере ( $2,33 \cdot 10^{18}$  г) эти объемы углекислого газа меньше на 4 порядка. Поэтому, если даже весь углекислый газ почвы сразу выделится в атмосферу, содержание его в атмосфере увеличится лишь на тысячные доли (на сотые %). В то же время, как было показано выше, из мантии Земли в атмосферу за все время существования планеты выделилось  $10^{24}$  г  $\text{CO}_2$ , что на 6 порядков больше, чем сейчас содержится в атмосфере, и на 11 порядков больше, чем в современной почве. Отсюда следует, что изменение газового режима почв не должно катастрофически сказаться на состоянии атмосферы, содержании в ней  $\text{CO}_2$ . Они, безусловно, регулируются другими геосферами, создавая определенную стабильность в состоянии планеты при заметной динамике – главном условии жизни.

---

---

## Заключение

---

---

Анализ строения нашей планеты показывает, что в структуре ее можно выделить несколько геосфер, оказывающих решающее влияние на экологические условия существования живых организмов и атмосферу. К таким планетарным образованиям следует отнести биосферу, педосферу, гидросферу, литосферу. Можно к этим сферам причислить также магнитосферу, которая появилась у Земли около 3,5 млрд лет назад и с тех пор играет важную роль в жизни других геосфер. Одна из особенностей этих геосфер – «проникновение» их друг в друга. В пространстве геосферы часто пересекаются и как бы проникают друг в друга. Атмосфера – обязательный компонент биосферы, педосферы, гидросферы. Биосфера охватывает часть атмосферы, педосферу, литосферу, гидросферу и т.д. Не менее четко видно их «пересечение» во времени. Бывшая биосфера становится литосферой, а территория бывшей гидросферы превращается в литосферу и педосферу. Это означает, что на самом деле мы имеем дело с системой геосфер, взаимодействие которых определяет стабильность развития нашей планеты и стабильность ее функционирования на протяжении нескольких миллиардов лет. Динамика геосфер определяет условия существования как самой планеты, так и жизни на ней. Важно также то, что почти все геосферы возникли во временной связи (с учетом неточности наших определений). Так, литосфера появилась где-то около 4,5 млрд лет назад, ее важный компонент – осадочные породы имеют возраст 3,8 млрд лет, биосфера, педосфера и магнитосфера – 3,5 млрд лет.

Значение биосферы достаточно понятно всем. Это единственная геосфера (или просто сфера), существование которой на других планетах не доказано. В то же время роль биосферы в жизни вселенной исключительна, хотя еще не до конца нами понята и раскрыта. Де Шарден говорит [1987], что «эволюция элементов по законам радиоактивности, разделение гранитных континентов, может быть обособление внутренних оболочек земного шара и многие другие преобразования, помимо развития жизни, несомненно, образуют постоянную ноту в ритмах Земли. Но с тех пор, как жизнь выделилась из материи, все эти различные процессы потеряли качество важнейшего события. С появлением первых белковых

веществ сущность земного феномена определенно переместилась – она сосредоточена в столь с виду ничтожной пленке биосферы. Ось геогенеза окончилась, отныне она продолжается в биогенезе. А этот последний в конечном итоге выражается в психогенезе» (с. 124). Вопрос о психогенезе и возможном появлении психосферы (ноосферы) оставлен в монографии без обсуждения, поскольку он лежит за пределами специализации авторов монографии. Но вполне понятно, что если будет сформирована ноосфера, то в значительной степени это будет именно психосфера (возможно, сфера биологических полей и волн).

Трудно говорить о цели существования биосферы и ее космической роли как активного начала, а не как феномена, существующего на одной планете. Не исключено, что когда мы получим сведения о существовании биосфер на других космических телах, эта проблема станет более понятной. Но в отношении педосферы мы уже сейчас можем сказать, что она – необходимое звено, объединяющее два основных компонента биосферы: гетеротрофов и автотрофов. Она переводит отходы жизни организмов в жизненно необходимые субстраты. Педосфера сама создана организмами, и биосфера суши не может обойтись без этой геосферы. Влияние остальных геосфер друг на друга часто проходит через почву. Возможно, что именно из-за особой роли педосферы, почвы в нейтрализации отходов и формировании среды для жизни растений и животных суши оказалась более заселенной разными организмами, по сравнению с океаном. Именно мелкие зверьки, обитавшие в почве суши, стали исходными организмами для развития млекопитающих и человека.

Сейчас становится понятным, что педосфера хранит информацию о прошедших этапах эволюции Земли и может помочь нам при осмысливании данных по эволюции биосферы, атмосферы, гидросферы и литосферы. Все геосферы обладают экологическими функциями, определяющими существование жизни. Так, магнитосфера, защитив живые организмы от космических и солнечных лучей, способствовала сохранению возникшей на Земле жизни. Благодаря составу атмосферы эта жизнь смогла сохраниться и эволюционировать, создав такой мощный аппарат жизни, как фотосинтетический, а также уникальный процесс – фотосинтез. Периоды смены полюсов приводили к многочисленным мутациям, интенсифицируя видообразование. Другие геосферы также обладают экологическими функциями, играя важную роль в поддержании жизненных функций биосферы. Литосфера, например, поставляет через педосферу питательные вещества для растений, создает первичную геологическую матрицу, с помощью которой потом начинается процесс почвообразования, формирования агрегатов, питание растений, снабжение их водой. Гидросфера и атмосфера непрерывно снабжают педосферу и биосферу питательными веществами и водой. Они определяют само существование биосферы. Без воды нет жизни, как ее нет и без кислорода атмосферы. Магнитосфе-

ра, атмосфера, частично литосфера сохраняют педосферу и биосферу от гибели в результате воздействия разного рода галактических излучений.

Пока не понятна роль галактического года в создании и функционировании геосфер, но по предположениям Е.Е. Милановского [1983], прохождение солнечной системы через космическое пространство сказывается на эволюции многих элементов, составляющих геосферы нашей планеты. Именно эту связь разных геосфер пытается показать предлагаемая книга. Это – первая монография в почвенной литературе, посвященная педосфере как важной естественной оболочке Земли и связи этой геосферы с другими оболочками. Чтобы не перегружать книгу, авторы ограничили себя обсуждением лишь части проблемы: соотношение геосфер и качественная характеристика их экологической роли. Перевод качественных различий на количественные рельсы – дальнейший этап исследования этой проблемы.

Авторы будут благодарны за все замечания и пожелания.

---

---

## Литература

---

---

**Алимов А.Ф.** Элементы теории функционирования водных экосистем. СПб.: Наука, 2000. 147 с.

**Андруз Дж., Бримблекумб П., Джикелз Т., Лисс П.** Введение в химию окружающей среды (пер. с англ.). М.: Мир, 1999.

**Архипов С.А., Волкова В.С., Гнибиденко З.Н., Орлова Л.А.** Палинология, хронология и тонкая структура геомагнитного поля голоценовых отложений юга Западной Сибири // ДАН. 2000. Т. 372. С. 204–207.

**Бабанин В.Ф.** Формы соединений железа в твердой фазе почв. Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. М.: МГУ, 1986.

**Базилевич Н.И., Родин Л.Е., Розов Н.Н.** Географические аспекты изучения биологической продуктивности // Материалы 5-го съезда Географического общества СССР. Л., 1970. С. 28.

**Бельгард А.Л., Травлеев А.П., Альбицкая Н.А., Белова Н.А.** К вопросу составления кадастров типа лесных БГЦ степной Украины. Региональные кадастры типов леса. М.: Наука, 1980. С. 91–99.

**Бердоносков С.С., Сапожников Ю.С.** Ионизирующее излучение и окружающая среда // Соросовский образовательный журнал. 2001. Т. 7, № 2. С. 40–46.

**Большаков В.А.** Новая концепция астрономической теории палеоклимата: шаг вперед после двух шагов назад // Физика Земли. 2001. № 11. С. 50–61.

**Боровский В.М.** Рецензия // Почвоведение. 1971. Т. 6. С. 136–139.

**Браун Л.Р.** Покончить с голодом: вызов брошен // Состояние мира 2001. Доклад института Worldwatch о развитии по пути к устойчивому обществу. М.: Весь мир, 2003. С. 57–85.

**Бабанин В.Ф.** Формы соединений железа в твердой фазе почв: Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. М.: МГУ, 1986.

**Бабанин В.Ф., Трухин В.И., Карпачевский Л.О. и др.** Магнетизм почв. Ярославль: Изд-во ЯГТУ, 1995. 219 с.

**Вавилов Н.И.** Центры происхождения культурных растений // Труды по прикладной ботанике и селекции. 1926. Т. 16, вып. 2.



**Вадковский В.К., Гурарий Г.З., Мамиконьян М.Р.** Анализ процесса смены знака геомагнитного поля // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980. № 7. С. 55–69.

**Введение в геомагнетизм / Паркинсон У.** М.: Мир, 1986. 527 с.

**Вернадский В.И.** Биосфера. М.: Изд. дом «Ноосфера», 2001. 243 с.

**Вернадский В.И.** Избранные сочинения. Т. V. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 323 с.

**Верное С.Н., Савенко И.А., Шеврин И.И. и др.** Внешний радиационный пояс Земли на высоте 320 км // ДАН СССР. 1961. Т. 140, № 4. С. 787–790.

**Виноградов А.П.** Биогеохимические провинции // Труды юбилейной сессии, посвященной 100-летию со дня рождения В.В. Докучаева. М.: АН СССР, 1949. С. 59–68.

**Виноградов М.Е., Шушкина Э.А.** Функционирование планктонных сообществ эпипелагиали океана. М.: Наука, 1987. 240 с.

**Водяницкий Ю.Н.** Образование оксидов железа в почве. М.: Изд. Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева, 1992. 275 с.

**Войткевич Г.В., Мирошниченко А.Е., Поваренных А.С., Прохоров В.Г.** Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1977. 186 с.

**Всемирная хартия почв // Почвоведение.** 1983. № 7.

**Гагарина Э.И., Матинян Н.Н.** Химико-минералогическая характеристика илистых фракций осушенных почв на ленточных глинах // Почвоведение. 1993. №3. С. 55–63.

**Геммерлинг В.В.** О метаморфозе почвенных образований // Дневник 12-го съезда русских естествоиспытателей и врачей. М., 1910.

**Герасимова Н.В., Блинов Б.К., Марченко Т.А. и др.** Чернобыльская катастрофа. Итоги и проблемы преодоления ее последствий в России 1986–2001. 2001.

**Гиляров М.С., Криволицкий Д.А.** Жизнь в почве. М.: Молодая гвардия, 1985. 190 с.

**Глазовская М.А.** Почвы мира (география почв). М.: Изд-во МГУ, 1973.

**Глазовская М.А.** Педолитогенез и континентальные циклы углерода. М., 2009. 330 с.

**Глобалистика – Международный энциклопедический словарь,** Москва; Санкт-Петербург; Нью-Йорк, 2006. 682 с.

**Головков В.П.** Память о катастрофах // Земля и Вселенная. 1978. № 5. С. 52–56.

**Государственный доклад о состоянии и об охране окружающей среды Российской Федерации в 2004 году.** М., 2005. С. 75–85.

**Гусакова Н.В.** Химия окружающей среды. Ростов-на-Дону: Феникс, 2004. 192 с. ISBN 5-222-05386-5

**Гуськов Е.П.** Генетика, радиация и здоровье. <http://www.eco-pravda.km.ru/science/iar15s3.htm>

**Демкин В.А.** Палеопочвоведение и археология. Пушино, 1997. 214 с.

**Джекобс Дж.** Земное ядро. М.: Мир, 1979.

**Добровольский В.В.** География и палеогеография коры выветривания СССР. М., 1969. 273 с.

**Добровольский Г.В.** Развитие учения о структуре почвенного покрова как раздела географии почв // Почвоведение. 1993. № 7. С. 5–11.

**Добровольский Г.В.** Тихий кризис планеты // Вестн. РАН. 1997. Т. 67, № 4. С. 313–319.

**Добровольский В.В.** Основы биогеохимии. М.: Высшая школа, 1998. С. 44.

**Добровольский Г.В.** Состояние почвенного покрова Земли и его роль в сохранении биосфер // Глобальные экологические проблемы на пороге XXI века. М.: Наука, 1998. С. 118–136.

**Добровольский Г.В., Никитин Е.Д.** Функции почв в биосфере и экосистемах. М.: Наука, 1990. 260 с.

**Добровольский Г.В., Никитин Е.Д.** Сохранение почв как незаменимого компонента биосферы. М., Наука, 2000. 185 с.

**Докучаев В.В.** К учению о зонах природы. СПб., 1899. С. 10.

**Докучаев В.В.** Русский чернозем. СПб., 1883 (см. Сочинения. Т. III. М.: АН СССР, 1949. С. 25).

**Докучаев В.В.** Почвенные зоны северного полушария // М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 531.

**Докучаев В.В.** Учение о зонах природы и классификация почв // Сочинения. Т. VI. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 375.

**Дорст Ж.** До того как умрет природа. М., 1968. 129 с.

**Дылис Н.В.** Основы биогеоценологии. М.: Изд-во МГУ, 1968. 140 с.

**Дылис Н.В., Уткин А.И., Успенская И.М.** О горизонтальной структуре лесных биогеоценозов // Бюл. МОИП. Отд. биол. 1964. Т. 30, вып. 4. С. 65–72.

**Заварзин Г.А.** Круговорот углерода на территории России. М., 1999. С. 11–16.

**Заварзин Г.А., Крылов И.Н.** Цианобактериальные сообщества – колодец в прошлое // Природа. 1983. № 3. С. 59–69.

**Захаров С.А.** Курс почвоведения. М.; Л.: Госиздат, 1927. С. 9.

- Звягинцев Д.Г.** Почвы и микроорганизмы. М.: Изд-во МГУ, 1987. 256 с.
- Зонн С.В.** Почва как компонент лесного биогеоценоза. Основы лесной биогеоценологии. М.: Наука, 1964. 574 с.
- Зубкова Т.А., Карпачевский Л.О.** Матричная организация почв. М.: Русаки, 2000. 296 с.
- Ильина Л.С., Лежава В.В., Гендлер Т.С.** Особенности фазового состава Fe-соединений в конкреционных горизонтах почв Западной Грузии. Конкреции в почвах: состав, генезис, строение. Тбилиси, 1990. С. 7–8.
- Ильина Л.С., Кринари Г.А.** Эоловый (аэральный) материал в горных лесных почвах Южного Урала // Почвоведение. 1995. № 11. С. 1345–1356.
- Исаев А.А.** Экологическая климатология. М.: Научный мир, 2001. С. 465.
- Камшилов М.М.** Эволюция биосферы. М.: Наука, 1954. 253 с.
- Карпачевский Л.О.** Динамика свойств почвы. М.: ГЕОС, 1997. 170 с.
- Карпачевский Л.О.** Экологическое почвоведение. М.: ГЕОС, 2005. 334 с.
- Клиге Р.К.** Глобальные изменения в гидросфере // Глобальные изменения природной среды. М.: Научный мир, 2000. С. 171–182.
- Клиге Р.К., Данилов И.Д., Конищев В.Н.** История гидросферы. М.: Научный мир, 1998. 369 с.
- Клингген И.Н.** У патриархов земледелия народов Ближнего и Дальнего Востока. М.: Госиздат, 1960. 605 с.
- Ковда В.А.** Общность и различия истории почвенного покрова континентов (к составлению почвенной карты мира) // Почвоведение. 1965. № 1. С. 3–17.
- Ковда В.А.** Почвенно-геохимические формации мира // Основы учения о почвах. Книга вторая. М.: Наука, 1973. С. 390–405.
- Ковда В.А.** Роль и функции почвенного покрова в биосфере Земли. – Пущино: АН СССР, 1985. 10 с. (Препринт.)
- Ковда В.А.** Проблемы защиты почвенного покрова и биосферы планеты. Пущино, 1989. 155 с.
- Константинов А.С.** Общая гидробиология. М.: Высшая школа, 1979. 480 с.
- Кудеяров В.Н.** Вклад почвы в баланс CO<sub>2</sub> атмосферы на территории России // Докл. АН. 2000. Т. 375, № 2. С. 275–277.
- Кузнецов В.В., Кузнецова Н.Д.** Влияние космического излучения и вековых вариаций геомагнитного поля на климат и эволюцию жизни на Земле. Интернет. [KSC.dVO.ru/ikir/Russian/Science/2004/3](http://KSC.dVO.ru/ikir/Russian/Science/2004/3)
- Лисицын А.П.** Потоки вещества и энергии во внешних и внутренних сферах Земли // Глобальные изменения природной среды –2001 / Под ред.

Н.Л. Добрецов, В.И. Коваленко. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. С. 163–248.

**МакИвен М., Филлипс Л.** Химия атмосферы. М., 1978.

**Макаров Б.Н.** Газовый режим почв. М.: Агропромиздат, 1988.

**Максименкова И.А., Карпачевский Л.О.** Характеристика почв природного очага лептоспироза // Почвоведение. 1985. № 10. С. 116–125.

**Марков М.Н., Мустель Е.П.** Пространственно-временные эффекты солнечно-земных связей в тропосфере и термосфере // Астрон. журн. 1983. Т. 60. С. 417–421.

**Мернер Н.А.** Обмеление моря. Засухи и вымирание млекопитающих. С. 388–393; Эвстазия, изменение геоида и взаимодействия многих геофизических факторов. С. 394–412. Катастрофы и история Земли / Под ред. У. Бергтрена и Дж. Ван Кауверинга. М.: Мир, 1986.

**Мечников Л.И.** Цивилизация и великие исторические реки. СПб., 1924.

**Милановский Е.Е.** Рифтовые впадины в истории Земли. М.: Недра, 1983. 280 с.

**Мировая** коррелятивная база почвенных ресурсов: основа для международной классификации и корреляции почв. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2007. 278 с.

**Монин А.С., Шишков Ю.А.** Климат как проблема физики // УФН. 2000. Т. 170. С. 419–445.

**Мониторинг** фонового загрязнения природных сред. В. 1. Л., 198

**Остроумов С.А.** Водная экосистема: крупноразмерный диверсифицированный биореактор с функцией самоочищения воды // Докл. РАН. 2000. Т. 374, № 3. С. 427–429.

**Остроумов С.А.** Биологические эффекты при воздействии поверхностно-активных веществ на организмы. М.: МАКС-Пресс, 2001. 334 с.

**Остроумов С.А., Колесников М.П.** Биокатализ переноса вещества в микрокосме ингибируется контаминантом: воздействие ПАВ на *Lymnaea stagnalis* // Докл. АН. 2000. Т. 373, № 2. С. 278–280.

**Павлов Д.С., Саввантова К.А., Соколов Л.И., Алексеев С.С.** Редкие и исчезающие виды рыб. М.: Высшая школа, 1994. 333 с.

**Палеопочвы** как индикатор эволюции: Сб. трудов / Под ред. В.Н. Кудеярова. М., 2007. 281 с.

**Парин В.В., Космолинский Ф.П., Душков Б.А.** Космическая биология и медицина. Издание 2-е, перераб. и доп. М.: Просвещение, 1975. 223 с.

**Пенмэн Х.** Круговорот воды // Биосфера. М.: Мир, 1972. С. 60–72.

**Петров В.П.** Основы учения о древних корах выветривания. М.: Недра, 1967.

**Петрова Г.Н., Поспелова Г.А.** Экскурсы геомагнитного поля // Земля и Вселенная. 1992. № 3. С. 3–7.

**Петрова Г.Н., Сперантова И.Б.** Напряженность поля во время инверсии // Тонкая структура геомагнитного поля. М.: ИЗМИР АН, 1986. С. 33–44.

**Пинский Д.Л.** Ионообменные процессы в почвах. Пушино, 1997. 166 с.

**Полынов Б.Б.** Кора выветривания // Академик Б.Б. Полынов. Избранные труды. М.: АН СССР, 1956. С. 103–256.

**Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий.** Коллективная монография / Ред. В.О. Таргульян, С.В. Горячкин. М.: УРСС, 2008. 687 с.

**Проблемы деградации сельскохозяйственных земель России, их охрана и восстановление продуктивности.** М.: ВНИИА, 2005. 60 с.

**Рассел Д.** Почвенные условия и рост растений. М.: ИЛ, 1955. 623 с.

**Ревель П., Ревель Ч.** Среда нашего обитания. В четырех книгах (пер. с англ.). М.: Мир, 1995.

**Резолюция 3-го съезда Докучаевского общества почвоведов // Почвоведение.** 2001. № 2. С. 146.

**Ризположенский Р.В.** Почвы Казанской губернии. Казань, 1896.

**Роде А.А.** Подзолообразовательный процесс. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 454 с.

**Роде А.А.** Генезис почв и современные процессы почвообразования. М.: Наука, 1984. 256 с.

**Родин Л.Е., Базилевич Н.И.** Динамика органического вещества и биологический круговорот в основных типах растительности. М.: Наука, 1965.

**Романова Э.П., Куракова Л.И., Ермаков Ю.Г.** Природные ресурсы мира. М.: МГУ, 1993. С. 57.

**Рухин Л.Б.** Распределение и состав осадочных пород // Справочное руководство по осадочным породам. 1958. Т. 1. С. 35–47.

**Рыкунов Л.Н., Анисимов Е.П.** Взаимодействие в системе литосфера – гидросфера – атмосфера. М.: Недра, 1996. 288 с.

**Савинкина Е.** Литосфера. Википедия, 2009.

**Самнер Д., Ху Х., Вудворд А.** Медицинские последствия ионизирующей радиации // Бюл. «Гражданская инициатива». 1999. № 3(4). [www.CSGI.ru/gi/gi4/06.htm](http://www.CSGI.ru/gi/gi4/06.htm)

**Самойлова Е.М.** Почвообразующие породы. М.: МГУ, 1983. 171 с.

**Салоп Л.И.** Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 460 с.

**Синкевич З.А.** Современные процессы в черноземах Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1989. 350 с.

**Смит У.** Лес и атмосфера. М.: Прогресс, 1985. 450 с.

**Соколов В.А.** Геохимия природных газов. М., 1971.

**Соколов И.А.** Пространственно-временная организация педосферы и ее эволюционно-экологическая обусловленность // Почвоведение. 1993. № 7. С. 12–22.

**Соколов И.А.** Теоретические проблемы генетического почвоведения. Новосибирск, 2004. 296 с.

**Соколов И.А., Таргульян В.О.** Взаимодействие почвы и среды: почва-память и почва-момент // Сборник трудов по изданию и освоению природной среды. М., 1976. С. 150–164.

**Соколова Т.А.** Глинистые минералы в почвах гумидных областей СССР. Новосибирск: Наука, 1985. 250 с.

**Соколова Т.А.** Калийное состояние почв, методы его оценки и пути оптимизации. М.: Изд-во МГУ, 1987. 48 с.

**Спирин. А. С.** Биосинтез белков, мир РНК и происхождение жизни // Вестн. РАН. 2001. Т. 71, № 4. С. 320–328.

**Страхов Н.М.** Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: АН СССР, 1960. 577 с.

**Структурно-функциональная роль почв и почвенной биоты в биосфере.** М.: Наука, 2003. 364 с.

**Сукачев В.Н., Дылис Н.В. (ред.).** Основы лесной биогеоценологии. М.: Наука, 1964. 574 с.

**Томсон Л.М., Троу Ф.Р.** Почвы и их плодородие. М.: Колос, 1982. 462 с.

**Трухин В.И., Показеев К.В., Куницын В.Е.** Общая и экологическая геофизика. М.: Физматлит, 2005.

**Трухин В.И., Жиляева В.А., Багтна О.А. и др.** Глобальные изменения магнетоминеральных свойств горных пород литосферы // Взаимодействие в системе литосфера, гидросфера, атмосфера. М.: Недра, 1996. С. 47–117.

**Уорк К., Уорнер С.** Загрязнение воздуха. Источники и контроль, пер. с англ. М., 1980.

**ФАО-ЮНЕСКО.** Почвенная карта мира. М 1:5000000. Париж: ЮНЕСКО, 1977. Т. 1. 62 с.

**ФАО-ЮНЕСКО.** Почвенная карта мира. Рим, 1990. 135 с.

**Федоров Ал.А. (ред.).** Жизнь растений. Т. 1. 1974. 488 с.; Т. 3. 1977. 488 с.; Т. 4, 1978. 448 с.

- Федоров В.Д., Гильманов Т.** Экология. М.: Изд-во МГУ, 1980. 464 с.
- Ферсман А.Е.** Геохимия. Т. 1. М.: ОНТИ, 1937. С. 260.
- Функции почв в биосферно-геосферных системах.** М., 2001. 335 с.
- Химия и общество** (пер. с англ.) М.: Мир, 1995.
- Цветнова О.Б., Липятов Д.Н., Щеглов А.И.** Особенности динамики структуры полей загрязнения <sup>137</sup>Cs на дальнем следе чернобыльских выпадений. Вестн. Моск. ин-та, сер. 17, Почвоведение, 2007, 1. С. 28–34.
- Чернов Ю.И.** Природная зональность и животный мир суши. М.: Мысль, 1975. 222 с.
- Шарден П.Т. де.** Феномен человека. М.: Наука, 1987. 240 с.
- Шеин Е.В., Карпачевский Л.О.** (ред). Теория и методы физики почв. М.: Гриф и К, 2007. 616 с.
- Штина Э.А.** Почвенные водоросли // Жизнь растений. М.: Просвещение, 1977. С. 62–65.
- Эволюция геологических процессов в истории Земли.** М.: Наука, 1993.
- Яблоков А.В.** Россия: здоровье природы и людей. М., 2007. 225 с.
- Яблоков А.В., Остроумов С.А.** Уровни охраны живой природы. М.: Наука, 1985. 176 с.
- Ярилов А.А.** Педология как самостоятельная естественная дисциплина о Земле. Ч. 1. 1904. 480 с.; Ч. 2. Юрьев, 1905. 244 с.
- Aldahan A., Possnert G.** Geomagnetic and climatic variability reflected by <sup>10</sup>Be during the Quaternary and late Pliocene // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30. doi: 10.1029/2002GL016077.
- Allan J.D., Flecker A.S.** Biodiversity conservation in running water // BioScience. 1993. V. 43, № 1. P. 32–33.
- Andrews J., Brimblecombe P., Jickells T., Liss P.** An Introduction to Environmental Chemistry. Oxford: Blackwell Sci., 1996. 209 p.
- Bassinot F., Labeyrie L., Vincent E. et al.** The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 126. P. 91–108.
- Behrenfeld M., Falkowski P.** Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentrations // Limnology and Oceanography. 1997. V. 42. P. 1–20.
- Bokov K., Steinberg S.V.** A hierarchical model for evolution of 23S ribosomal RNA // Nature. 2009. V. 457. P. 977–980.
- Brunet M., Guy F., Pealbeam D. et al.** A new hominid from upper Miocene of Chad, Central Africa // Nature. 2002. V. 418. P. 145–151.
- Cann R.L., Stoneking M., Wilson A.C.** Mitochondrial DNA and human evolution // Nature. 1987. V. 325. P. 31–36.

**Cavalli-Sforza L.L., Feldman M.W.** The application of molecular genetic approaches to the study of human evolution // *Nature Genetics*. 2003. V. 33. P. 266–275.

**Chave A.D., Denham C.R.** Climatic changes, magnetic intensity variations and fluctuations of the eccentricity of the Earth's orbit during the past 2,000,000 years and a mechanism which may be responsible for the relationship – a discussion // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1979. V. 44. P. 150–152.

**Chou H.H., Hayakawa T., Diaz S. et al.** Inactivation of CMP-N-acetylneuraminic acid hydroxylase occurred prior to brain expansion during human evolution // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. 2002. V. 99, № 18. P. 11736–11741.

**Doake C.S.M.** A possible effect of ice ages on the Earth's magnetic field // *Nature*. 1977. V. 267. P. 415–417.

**Doake C.S.M.** Climatic change and geomagnetic field reversals: a statistical correlation // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 38. P. 313–318.

**Dobzhansky T.** *Genesis and the origin of species*. N.Y., 1953.

**Foley R.** The context of human genetic evolution // *Genome Res.* 1998. V. 8, № 4. P. 339–347.

**Forster L., Forster P. et al.** Natural radioactivity and human mitochondrial DNA mutations // *PNAS*. 2002. V. 99, № 21. P. 13950–13954.

**Frank M., Schwarz B., Baumann S. et al.** A 200 kyr record of cosmogenic radionuclide production rate and geomagnetic field intensity from <sup>10</sup>Be in globally stacked deep-sea sediments // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 149. P. 121–129.

**Gagneux P., Wills C., Gerloff U. et al.** Mitochondrial sequences show diverse evolutionary histories of African hominoids // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. 1999. V. 96, № 9. P. 5077–5082.

**Glassmeier K.-K., Neuhaus A., Vogt J.** Space climatology. Invited presentation. Alpach Summer School. 2002.

**Glazko G.V., Nei M.** Estimation of divergence times for Major Lineages of primate species // *Mol. Biol. Evol.* 2003. V. 20, № 3. P. 424–434.

**Hartl P., Tauxe L.** A precursor to the Matuyama/Brunhes transition-field instability as recorded in pelagic sediments // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. V. 138. P. 121–135.

**Hawks J., Hunley K., Lee S-H., Wolpoff M.** Population Bottlenecks and Pleistocene Human Evolution // *Molecular Biology and Evolution*. 2000. V. 17. P. 2–22.

**Horai S., Hayasaka K., Kondo R. et al.** Recent African origin of modern humans revealed by complete sequences of hominoid mitochondrial DNAs // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. 1995. V. 92. P. 532–536.



**Huelsenbeck J.P., Imennov N.S.** Geographic origin of human mitochondrial DNA: accommodating phylogenetic uncertainty and model comparison // *Syst. Biol.* 2002. V. 51, № 1. P. 155–165.

**Imbrie J., Imbrie J.Z.** Modeling the climatic response to orbital variations // *Science*. 1980. V. 207. P. 943–953.

**Jacobs D.** Reversals of the Earth's magnetic field. Cambridge: Cambridge University Press, 1994.

**Jorde L.B., Bamshad M., Rogers A.R.** Using mitochondrial and nuclear DNA markers to reconstruct human evolution // *Bio Essays*. 1998. V. 20, № 2. P. 126–136.

**Kuznetsov V.V.** A model of virtual geomagnetic pole motion during reversals // *Phys. Earth Plan. Inter.* 1999. V. 115. P. 173–179.

**Lovelock J.** *The Ages of Gaia*. New York; London: Norton and Co., 1988. 255 p.

**McDougall I., Brown F.H., Cerling T.E., Hillhouse J.W.** A reappraisal of the geomagnetic polarity time scale to 4 Ma using data from the Turkana Basin, East Africa // *Geophys. Res. Lett.* 1992. V. 19, № 23. P. 2349–2352.

**Miller R., Williams J. [James], Williams J. [Jack].** Extinctions of North-American fishes during the past century // *Fisheries*. 1989. V. 4, No. 6. P. 33–37.

**Moiseenko T.I.** The fate of metals in Arctic surface waters. Method for defining critical levels // *The Science of the Total Environment*. 1999. V. 236. P. 19–39.

**Moyle P., Leidy R.** Loss of biodiversity in aquatic ecosystems: evidence from fish faunas // P. Fiedler, S. Jain (eds.). *Conservation biology: The theory and practice of nature conservation, preservation and management*. New York: Chapman and Hall, 1992. P. 134–141.

**Oda H., Shibuya H., Hsu V.** Palaeomagnetic records of the Matuyama/Brunhes polarity transition from ODP Leg 124 (Celebes and Sulu seas) // *Geophys. J. Int.* 2000. V. 142. P. 319–338.

**Opdyke N.D., Kent D.V., Lowrie W.** Details of magnetic polarity transitions recorded in a high deposition rate deep sea core // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1973. V. 20. P. 315–324.

**Oyama K.J., Schlegel K.** Anomalous electron temperatures above the South American magnetic field anomaly // *Planet Space Sci.* 1984. V. 32. P. 1513–1522.

**Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D. et al.** Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature*. 1999. V. 399. P. 429–436.

**Petrova G.N.** Displacement of VGP during reversals // *Geomagnetic field in Quaternary*. Potsdam, 1990. P. 37–42.

**Petrova G.N., Pospelova G.A.** Excursions of the magnetic field during the Brunhes chron // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1990. V. 63. P. 135–143.

**Pinto O. Jr., Gonzalez W.D., Pinto I.R.C. et al.** The South Atlantic magnetic anomaly: three decades of research // *Journ. Atmos. Terr. Phys.* 1992. V. 54. P. 1129–1134.

**Powner M.W., Gerland B., Sutherland J.D.** Synthesis of activated pyrimidine ribonucleotides in prebiotically plausible conditions // *Nature.* 2009. V. 459. P. 239–242.

**Rampino M.R.** Possible relationships between changes in global ice volume, geomagnetic excursions, and the eccentricity of the Earth's orbit // *Geology.* 1979. V. 7, № 12. P. 584–587.

**Rand G.M.** *Fundamentals of aquatic toxicology.* 2nd edition. Philadelphia: Taylor and Francis, 1995. 1126 p.

**Reversals of the Earth's magnetic field / Jacobs J.A.** Second Edition. Cambridge Univ. Press, 1994.

**Robinson C., Raisbeck G.M., Yiou F. et al.** The relationship between <sup>10</sup>Be and geomagnetic field strength records in central North Atlantic sediments during the last 80 ka // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 136. P. 551–557.

**Roca A.L., Georgiadis N., Pecon-Slattery J., O'Brien S.J.** Genetic evidence for two species of elephant in Africa // *Science.* 2001. V. 293. P. 1473–1477.

**Rozzi F.V., Castro J.B.** Surprisingly rapid growth in Neanderthals // *Nature.* 2004. V. 428. P. 936–939.

**Satta Y., Takahata N.** Ancestral haplotype distribution in finite stepping-stone models // *Molecular ecology.* 2004. V. 13. P. 877–886.

**Serre D., Langaney A., Chech M. et al.** No evidence of Neandertail mtDNA contribution to early modern humans // *PLoS Biology.* 2004. V. 2(3). [http://www.plosbiology.org/archive/1545-7885/2/3/pdf/10.1371\\_journal.pbio.Q020057-S.pdf](http://www.plosbiology.org/archive/1545-7885/2/3/pdf/10.1371_journal.pbio.Q020057-S.pdf)

**Szostak J.W.** Origins of life: Systems chemistry on early Earth // *Nature.* 2009. V. 459.

**Tensley F.G.** The use and abuse of vegetation conception and terms // *Ecology.* 1935. V. 16, № 3.

**Wetzel B.** *Limnology.* 3rd edition. San Diego et al.: Academic Press, 2001. 1006 p.

**World Resources 1994–1995.** New York: Oxford University Press, 1994. 403 p.

**Yablokov A.V., Ostroumov S.A.** Conservation of living nature and resources: Problems, trends and prospects. Berlin et al.: Springer-Verlag, 1991. 272 p.

Научное издание

**Глеб Всеволодович Добровольский,  
Лев Оскарович Карпачевский,  
Евгений Аркадьевич Криксунов**

# **ГЕОСФЕРЫ И ПЕДОСФЕРА**

Редактор *Л.В. Филиппова*  
Компьютерная верстка *М.В. Старшова*

Подписано к печати 23.07.2010.  
Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага офсетная.  
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 13,0.  
Тираж 500. Заказ № 1168.

ООО «Издательство ГЕОС»  
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.  
Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91.  
e-mail: [geos@ginras.ru](mailto:geos@ginras.ru), [geos-books@yandex.ru](mailto:geos-books@yandex.ru)  
[www.geos-books.ru](http://www.geos-books.ru)

Отпечатано с готового оригинал-макета в ООО «ПК «Зауралье».  
640022, г. Курган, ул. К. Маркса, 106.  
E-mail: [zpress@zaural.ru](mailto:zpress@zaural.ru), [www.zpress.zaural.ru](http://www.zpress.zaural.ru)

